



IFM-GEOMAR

Einfluss des arktischen Meereises auf das Klima der Nordhemisphäre

Diplomarbeit von
Jan Harlaß

Mai 2011

Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	III
Abstract	V
Abkürzungen	VII
1. Einleitung	1
1.1. Meereis im Klimasystem	1
1.2. Großskalige Zirkulation der Atmosphäre	3
1.3. Der anthropogene Klimawandel	4
1.4. Zielsetzung der Arbeit	6
2. Modell	9
2.1. ECHAM5.3	9
2.2. Experimentaufbau	10
3. Methoden	13
3.1. Signifikanztests	13
3.1.1. Jarque-Bera Test	14
3.1.2. Student's t-Test	14
3.1.3. Fisher F-Test	14
3.2. EOF Analyse	15
3.3. Rotierte EOF Analyse	15
4. Einfluss des arktischen Meereises auf das Winterklima im 20. Jahrhundert	17
4.1. Luftdruck	17
4.2. Temperatur	19
4.2.1. 2 m Temperatur	19
4.2.2. Zonales Mittel der Temperatur	22
4.2.3. Temperatur in der Höhe	23
4.2.4. Meridionaler Temperaturgradient	23
4.3. Geopotential	26
4.4. Wärmeflüsse	31
4.5. Niederschlag	33
4.6. Atmosphärische Zirkulation	35
4.6.1. 10 m Windgeschwindigkeit	35
4.6.2. Zonaler Wind	36
4.6.3. Massenstromfunktion	38
4.6.4. Vertikaler Wind	40

4.7. Muster der Variabilität	41
4.7.1. EOF Analyse des Luftdrucks	41
4.7.2. Rotierte EOF Analyse des Luftdrucks	46
5. Abschätzung des Meereiseffektes in zukünftigen Klimaprojektionen	49
5.1. Luftdruck	50
5.2. Temperatur	52
5.2.1. 2 m Temperatur	52
5.2.2. Zonales Mittel der Temperatur	54
5.2.3. Meridionaler Temperaturgradient	55
5.3. Wärmeflüsse	56
5.4. Niederschlag	58
5.5. Atmosphärische Zirkulation	60
5.5.1. Zonaler Wind	60
5.5.2. Massenstromfunktion	61
5.5.3. Vertikaler Wind	63
5.6. Muster der Variabilität	64
5.6.1. EOF Analyse des Luftdrucks	64
5.6.2. Rotierte EOF Analyse des Luftdrucks	67
6. Diskussion	71
6.1. Einfluss des arktischen Meereises auf das Winterklima im 20. Jahrhundert . .	71
6.2. Abschätzung des Meereiseffektes in zukünftigen Klimaprojektionen	74
6.3. Schwächen des Experiments	76
6.4. Ausblick	77
A. Statistische Verfahren	79
A.1. Mittelwert	79
A.2. Varianz und Standardabweichung	79
A.3. Kovarianz und Kovarianzmatrix	80
A.4. Lineare Regression	80
A.5. Signifikanztests	81
A.5.1. Jarque-Bera Test	81
A.5.2. Student's t-Test	81
A.5.3. Fisher F-Test	81
A.6. EOF Analyse	81
A.7. Rotierte EOF Analyse	83
Abbildungsverzeichnis	85
Tabellenverzeichnis	91
Literatur	93
Erklärung	101

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird anhand eines hoch aufgelösten Atmosphärenmodells (ECHAM5.3, T213) der Einfluss des arktischen Meereises auf das Winterklima der Nordhemisphäre im 20. Jahrhundert untersucht. Um den Einfluss separat betrachten zu können, ist im Experiment die Meereisbedeckung (SIC) ganzjährig durch offenes Wasser am Gefrierpunkt ersetzt, welches dann mit einem Kontrolllauf verglichen wird. Der im Experiment analysierte Effekt von drastisch reduziertem Meereis wird gegenüber den grundlegenden Mechanismen der anthropogenen globalen Erwärmung im prognostizierten Sommerklima am Ende des 21. Jahrhunderts (A1B-Szenario Szenario) abgeschätzt, wenn die SIC nur noch 12 % bis 20 % (August bis Oktober) der Fläche des 20. Jahrhunderts beträgt.

Es wird gezeigt, dass das Abschmelzen des Meereises Änderungen im Winter (Januar bis März) des 20. Jahrhunderts bis in die Subtropen hervorruft, wobei die lokalen Auswirkungen in der Arktis am stärksten sind. Die Erwärmung der Atmosphäre durch starke fühlbare und latente Wärmeflüsse aus dem Arktischen Ozean ist auf den unteren Teil der Troposphäre und vorwiegend die hohen Breiten beschränkt, während über Sibirien eine signifikante Abkühlung erfolgt. Anders als durch eine großräumige Erwärmung zu erwarten, reduziert sich der Luftdruck auf Meeresniveau (SLP) nur über der westlichen Arktis, dem Nordosten Nordamerikas bis in den Nordatlantik. Über Nordasien, Nordeuropa und Grönland nimmt der SLP hingegen zu, wodurch das winterliche Sibirienhoch stärker wird und über dem Nordatlantik an Einfluss gewinnt. Die großskalige atmosphärische Zirkulation wird aufgrund eines kleineren meridionalen Temperaturgradienten abgeschwächt und südwärts verlagert, so dass sich der Subtropenjet bei 30°N fokussiert. Die 10 m Windgeschwindigkeit nimmt großräumig außerhalb der Arktis ab. Des Weiteren verringern sich die Variabilität des SLP und der 2 m Temperatur in der Polarregion. Die führenden Muster der Variabilität (EOF Analyse) werden durch neue Moden ersetzt, wobei die Arktische Oszillation weiterhin das dominante Muster bleibt.

Im Gegensatz zum 20. Jahrhundert, nimmt die planetare Zirkulation im Sommerklima des 21. Jahrhunderts an Stärke zu und verlagert sich nach Norden. Die zonale Windgeschwindigkeit erhöht sich über den mittleren Breiten im 21. Jahrhundert, während im 20. Jahrhundert dort eine Abnahme zu verzeichnen ist. Die Temperatur der Atmosphäre steigt besonders über den Polargebieten (wie im 20. Jahrhundert) und im Bereich der Tropen in höheren Schichten, während die Stratosphäre abkühlt. In den Subtropen und der Arktis nimmt der SLP großräumig ab und die maximale Variabilität des SLP erfährt eine Umverteilung aus der zentralen Arktis in die hohen Breiten. Der physikalische Prozess, der die meiste Variabilität des SLP erklären kann, bleibt eine Schwankung zwischen der zentralen Arktis und den mittleren Breiten. Die im 20. Jahrhundert analysierten Auswirkungen einer vollständigen Reduktion der SIC sind im zukünftigen Sommerklima identifizierbar. Jedoch verursacht der globale Temperaturanstieg Prozesse, die den Einfluss der Verringerung der SIC teilweise bis vollständig überlagern, ihm entgegen wirken oder ihn abschwächen. Es konnte nicht abschließend geklärt werden, ob die jeweiligen Prozesse ein lineares oder nicht-lineares Verhältnis aufweisen.

Abstract

This thesis investigates the influence of arctic sea ice on the winter climate in the 20th century in a high resolution general circulation model (ECHAM5.3, T213). For all seasons in the perturbed simulation sea ice cover (SIC) is replaced by open water at the freezing point, which is then compared with the control run. The effect of completely reduced SIC is then assessed and compared to the effect of an anthropogenic global temperature rise in the projected future summer climate at the end of 21th century (A1B-Szenario scenario), when SIC is reduced to 12 % to 20 % (August to October) of the SIC in the 20th century.

It is shown, that the melting of all sea ice has impacts on the climate in the winter season (January to March) reaching as far south as the subtropics and leads to responses in the dynamic of the atmosphere. The atmospheric warming, caused by an increase of sensible and latent upward heat fluxes from the Arctic Ocean, is confined to the lower troposphere and the high latitudes, whereas temperatures decrease significantly over Siberia. Other than an expected decrease in sea level pressure (SLP), due to the large-scale warming, SLP reduces only in the western Arctic, northeast North America and the North Atlantic, while it increases over northern Asia and Europe as well as over Greenland, which means an intensification and expansion of the Siberian High into the North Atlantic. Due to a smaller meridional temperature gradient, the large-scale atmospheric circulation weakens and moves a little southward, so that the subtropical jet is focused over 30°N. The 10 m wind speed decreases in large areas outside the Arctic. Furthermore, the variability of SLP and 2 m temperature decrease in the polar region. The leading modes of SLP variability (EOF analysis) are shifted to lower amounts of explained variance, whereby the Arctic Oscillation pattern remains as the dominant mode.

Contrary to the 20th century, the planetary circulation in the summer climate of the 21th century strengthens and moves to the North. Zonal wind speeds increase over the mid latitudes in the 21th century, while there is a documented decrease over this area in the 20th century. Atmospheric temperatures rise particularly in the polar regions (as in the 20th century) and in the upper tropics, but the stratosphere cools. There are widespread declines in SLP over the Arctic and subtropics and maximum SLP variability is shifted from the central Arctic to high latitudes. The process which accounts for most of the SLP variability still describes an oscillation between the Arctic and the mid latitudes. The responses of a complete reduction of SIC, analysed in the 20th century, are detectable in a future summer climate projection. The global warming induces processes which partly or totally superimpose, counteract or mitigate the impact of reduced SIC. It could not be clarified for good whether these processes have a linear or non-linear relationship.

Abkürzungen

20C	20. Jahrhundert (Zeitraum 1959 - 1990) ohne Meereis [Experiment]
20C_SI	20. Jahrhundert (Zeitraum 1959 - 1990) mit Meereis [Kontrolllauf]
21C	21. Jahrhundert (Zeitraum 2069 - 2100) ohne Meereis [Experiment]
21C_SI	21. Jahrhundert (Zeitraum 2069 - 2100) mit Meereis [Kontrolllauf]
AO	Arktische Oszillation (Arctic Oscillation), auch NAM bezeichnet
ASO	August, September, Oktober
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecast
ENSO	El Niño-Southern Oscillation
EOF	Empirische Orthogonal Funktion
gpm	geopotentielle Meter
HZ	Hadleyzelle
IPCC	Zwischenstaatlicher Ausschuss für Klimaänderungen (Intergovernmental Panel on Climate Change)
JFM	Januar, Februar, März
JJA	Juni, Juli, August
K	Kelvin
MPI	Max-Planck-Institut für Meteorologie
MTG	meridionaler Temperaturgradient
NAM	Northern Hemisphere annular mode, auch AO bezeichnet
NAO	Nordatlantische Oszillation (North Atlantic Oscillation)
NH	Nordhemisphäre
PC	Hauptkomponente (Principal Component)
PCA	Hauptkomponenten Analyse (Principal Component Analysis)
PNA	Pazifik Nordamerika Muster (Pacific North American)
REOF	Rotierte Empirische Orthogonal Funktion
RPCA	Rotierte Hauptkomponenten Analyse (Rotated Principal Component Analysis)
SIC	Meereisbedeckung (Sea Ice Cover)
SLP	Luftdruck auf Meeresniveau (Sea Level Pressure)
SST	Meeresoberflächentemperatur (Sea Surface Temperature)
STD	Standardabweichung $\hat{\sigma}$ (Standard Deviation)

1. Einleitung

1.1. Meereis im Klimasystem

Meereis spielt für das Klima der hohen Breiten eine zentrale Rolle, hat aber auch das Potential im globalen Klima ein wichtiger Mitspieler zu sein (*Budikova*, 2009). Es ist eine wesentliche Komponente im Strahlungshaushalt der Erde und wirkt, aufgrund der geringen thermischen Leitfähigkeit, als Barriere gegen den Austausch von Wärme sowie Feuchte, Gasen und Impuls zwischen Ozean und Atmosphäre. Meereis besitzt eine hohe Reflektivität kurzwelliger Strahlung (Albedo ca. 0,7 gegenüber von 0,07 bei offenem Wasser) und wirkt im langwelligen Bereich als nahezu perfekter schwarzer Strahler. Meereis ist ein bedeutender Bestandteil des stark positiven Rückkopplungsmechanismus, der "Eis-Albedo-Rückkopplung" (*Curry et al.* (1995), *Lemke et al.* (2007, S. 350)).

Schon früh haben sich einige Wissenschaftler gefragt, was passieren würde, wenn das arktische Meereis komplett verschwände. Erste Versuche den Einfluss von Meereis auf den Strahlungshaushalt zu quantifizieren wurden von *Donn und Shaw* (1966), *Donn und Ewing* (1968) und *Fletcher* (1968) unternommen. Sie kamen zu dem Ergebnis, dass eine eisfreie Arktis im Sommer genügend Energie im Ozean (durch solare Einstrahlung) absorbieren könnte, um über das Jahr gemittelt eine positive Energiebilanz zu erhalten.

Die ersten Sensitivitätsexperimente mit globalen Klimamodellen¹ wurden zur Berechnung der Reaktion der Atmosphäre auf eine veränderte arktische Meereisbedeckung benutzt. *Fletcher et al.* (1973) und *Warshaw und Rapp* (1973) verwendeten das UCLA² Modell mit zwei vertikalen Leveln und $4^\circ \times 5^\circ$ horizontaler Auflösung, in dem sie das Meereis komplett durch offenes Wasser am Gefrierpunkt ersetzten und die Änderungen in der Atmosphäre untersuchten. Ebenso erforschten *Newson* (1973) die Auswirkungen von Meereis, jedoch mit dem UKMO³ Modell (5 Level, $3^\circ \times 5^\circ$). Die Ergebnisse der Studien sind, trotz der sehr groben Auflösung in vertikaler und horizontaler Richtung, mit späteren und dieser Arbeit vergleichbar. Danach folgten Studien, in denen die Meereisbedeckung, in Anlehnung an Beobachtungswerte, variierte oder die Reaktion von Meereis auf atmosphärische Anomalien erforscht wurde. Erst zum Ende der 80er Jahre gab es neue Modellstudien mit deutlich höheren räumlichen Auflösungen, die eine komplette Entfernung des Meereises simulierten, dazu gehören *Dümenil und Schröder* (1989, T21, 15 Level) und *Royer et al.* (1990, T42, $2,8^\circ \times 2,8^\circ$, 20 Level). *Murray und Simmonds* (1995, $5,75^\circ \times 3,33^\circ$, 9 Level) untersuchten das Klimasystem bei einer vollständigen Reduktion des Meereises. Eine Übersicht von Arbeiten in denen die Meereisbedeckung teilweise oder vollständig reduziert wurde oder auch höhere Meereisbedeckungen untersucht wurden, ist in *Budikova* (2009, Tabelle 1) aufgeführt.

Fast alle Untersuchungen haben eines gemeinsam, sie konzentrieren sich auf Änderungen der Klimakomponente Meereis und deren Auswirkungen auf die Atmosphäre in der Nord-

¹engl.: general circulation model, GCM

²University of California, Los Angeles

³United Kingdom Meteorological Office

hemisphäre, nur selten ist die Südhemisphäre das Untersuchungsgebiet (*Simmonds*, 1981; *Mitchell und Hills*, 1986; *Mitchell und Senior*, 1989, u.a.). Ein Vergleich der Polkappen polwärts von 70°N bzw. 70°S (das entspricht 6 % der Fläche der jeweiligen Hemisphäre) liefert folgende Zahlen. 72 % der Fläche in der Arktis sind von Ozean bedeckt, in der Antarktis nur 22 %, was vermuten lässt dass der Ozean am Nordpol einen größeren Einfluss auf den Austausch von Feuchte, Wärme und Impuls hat, als am Südpol (*Peixoto und Oort*, 1992, S. 210). Zudem ist weltweit, im Jahresdurchschnitt, eine Fläche von 19 - 27 Millionen km² (Minimum - Maximum, *Lemke et al.* (2007, Tabelle 4.1)) mit Meereis bedeckt, davon in der Arktis zwischen 7 - 15 Millionen km² (Sommer - Winter, *Lemke et al.* (2007, S. 342)).

Neben den lokalen Auswirkungen hat Meereis auch das Potential in weit entfernten Gegenden Ursache für Schwankungen atmosphärischer Größen zu sein, sogenannte Fernwirkung. Meereis beeinflusst das Klima in dem es den Austausch von turbulenten Flüssen zwischen Atmosphäre und Ozean beeinträchtigt. Die dadurch entstehenden Rückkopplungen zur großskaligen Zirkulation wirken sich im veränderten Druckfeld und den bodennahen Winden aus (*Budikova*, 2010). Diese Effekte sind stärker als z.B. Änderungen der Albedo, da sehr starke Winde und vertikale Temperaturgradienten vorherrschen (*Budikova*, 2010). *Wiese* (1924)⁴ konnte als einer der Ersten Beweise für eine Verbindung zwischen Meereis in der östlichen Grönlandsee und der Norwegischen See sowie der Sturmhäufigkeit und dem Niederschlag über Nordeuropa im darauffolgenden Jahr liefern. *Walker* (1947) erkannte ein Verhältnis zwischen der Meereisbedeckung vor Neufundland und dem Luftdruck in der Gegend um Island und Nordeuropa. Es folgten Studien, die weitere Fernwirkungen unterschiedlicher Art fanden und erforschten. *Herman und Johnson* (1978) waren dann die Ersten die in einem Klimamodell die Auswirkungen der variierenden Ausdehnung von Meereis (Verlagerung der Eiskante) auf die atmosphärische Zirkulation untersuchten und ermittelten signifikante Änderungen im Luftdruck, der Temperatur in 700 mbar⁵ Höhe und der 300 mbar Höhenfläche über der Arktis, dem Nordatlantik und Nordpazifik. Sie stellten außerdem fest, dass die Änderungen in der Atmosphäre nicht nur durch lokale thermodynamische Prozesse allein, sondern unter Hinzunahme dynamischer Prozesse, erklärt werden können. In den bereits erwähnten Experimenten von *Newson* (1973), *Fletcher et al.* (1973), *Warshaw und Rapp* (1973), *Royer et al.* (1990) und *Raymo et al.* (1990) wurden bei reduziertem Meereis in der Arktis eine erhöhte oberflächennahe Temperatur, mehr Niederschlag und niedrigerer Luftdruck am Boden über der Arktis sowie schwächere Westwinde in den mittleren Breiten beobachtet. Ähnliche Resultate lieferte die Arbeit von *Murray und Simmonds* (1995) und zusätzlich, dass eine monotone Reduktion von Meereis zu einer nicht-linearen Erwärmung der unteren Troposphäre führte und die Windgeschwindigkeit und Stärke von Stürmen, nördlich 45°N, abnahmen, während sich die typischen Bahnen der Tiefdruckgebiete nicht änderten. Mehrere Studien, darunter auch *Deser et al.* (2010), beobachteten, dass die größten Änderungen im Winter auftreten, auch wenn das Meereis (u.a. in Klimaprojektionen) im Sommer am stärksten abnimmt.

⁴Zu dieser Zeit war Deutsch, neben Englisch und Französisch, die Wissenschaftssprache in internationalen Fachartikeln, wie hier in einer schwedischen Fachzeitschrift.

⁵1 mbar = 1 hPa

1.2. Großskalige Zirkulation der Atmosphäre

Die großräumige Zirkulation beschreibt die 3-dimensionale Struktur der Strömungen in der Atmosphäre. Hauptantriebe sind die Rotation der Erde und die ungleichmäßig verteilte Einstrahlung der Sonne, die zu extrem unterschiedlichen Temperaturen an den Polen und am Äquator führt. Dabei haben die Tropen (bei lokaler Betrachtung) einen Überschuss an Energie, das heißt mehr kurzwellige Einstrahlung als langwellige Ausstrahlung, während in den Polarregionen ein Defizit besteht. Im Vergleich zu den hohen Breiten wird in den Tropen ungefähr doppelt so viel Sonnenenergie absorbiert (*Reichler*, 2009, S. 147). Durch meridionale Wärmetransporte im Ozean und in der Atmosphäre wird die überschüssige Energie von den Tropen in mittlere und hohe Breiten transportiert. Ohne diesen Transport wären die Polarregionen deutlich kühler und die Tropen wärmer. Die asymmetrische Temperaturverteilung führt zu einem meridionalen Gradienten der Temperatur und der potentiellen Energie. Die physikalischen Gesetze der Natur sind immer bestrebt Gradienten abzubauen, wodurch in der Atmosphäre wärmere (leichtere) Luftmassen über kühleren (und schweren) Luftmassen platziert werden und der Schwerpunkt damit gesenkt wird. Dabei wird die potentielle Energie zum einen über die Hadleyzirkulation⁶ in einen zonalen Grundstrom (also in kinetische Energie) überführt und zum anderen entstehen, durch barokline Instabilitäten in den mittleren Breiten, Tief- und Hochdruckgebiete die einen Teil ihrer Energie ebenso dem zonalen Grundstrom zuführen. Dieser Vorgang wird im Lorenz⁷-Energie-Zyklus (*Lorenz*, 1955) beschrieben. Durch die Erdrotation werden Winde abgelenkt und bilden die 3-teilige meridionale Zellenstruktur, wie sie in Abb. 1.1 schematisch dargestellt ist.

Im Bereich der maximalen Sonneneinstrahlung am Äquator steigt erwärmte Luft auf, führt

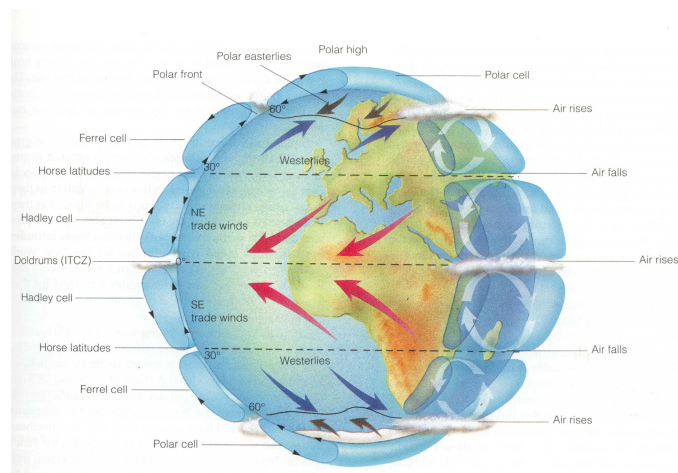


Abbildung 1.1.: Schema der großskaligen Zirkulation der Atmosphäre, aus *Garrison (1993, Abb. 8.9)*.

⁶Bennant nach George Hadley (* 12. Februar 1685 in London; † 28. Juni 1768 in Flitton, Bedfordshire, England), englischer Rechtsanwalt, Mitglied der Royal Society (seit 1735). Beschrieb als Erster korrekt die Passatzirkulation (Mai 1735).

⁷Edward Norton Lorenz (* 23. Mai 1917 in West Hartford, Connecticut, USA; † 16. April 2008 in Cambridge, Massachusetts, USA), Mathematiker und Meteorologe. Erforschte Chaostheorie, entdeckte Lorenz-Attraktor, bekannt für den Begriff "Schmetterlingseffekt".

dabei zu Konvektion und Niederschlag, und sinkt über den Subtropen ab, wo sie für hohe Temperaturen und Trockenheit sorgt. Dieser Vorgang findet in der Hadleyzelle statt, die direkt thermisch angetrieben wird. Die Polarzelle im Norden, an deren südlicher Flanke Luft aufsteigt und in dieser Region zu erhöhtem Niederschlag führt, wird ebenfalls direkt thermisch angetrieben. Zwischen diesen beiden liegt die Ferrelzelle⁸, die durch die Hadley- und Polarzelle angetrieben wird und dadurch schwächer ausgeprägt ist. In der Ferrelzelle übernehmen Hoch- und Tiefdruckgebiete den meridionalen Energietransport. An der Grenze zwischen den Zellen und am Oberrand der Troposphäre befinden sich zwei thermische Winde, der Subtropenjet (30°N) und der Polarjet (60°N - 70°N). Da der wichtigste Antriebsfaktor der Zirkulation der meridionale Temperaturgradient zwischen Äquator und Pol ist, ist die Intensität des Transports von der Jahreszeit abhängig und im (Nord-)Winter am stärksten.

Die verschiedenen Windströmungen der Atmosphäre transportieren stetig Energie. Gleichzeitig wird Energie in andere Formen umgewandelt, dazu gehören neben der kinetischen und potentiellen Energie, die innere Energie sowie fühlbare und latente Wärme. Die Atmosphäre verteilt so auch Wasser zwischen den Ozeanen und Kontinenten, womit sie Leben an Land überhaupt erst ermöglicht. Des Weiteren treiben Winde zum Teil die Ozeanströmungen an, die wiederum Wärme nach Norden, Nährstoffe aus der Tiefe an die Oberfläche und Kohlenstoffdioxid aus der Atmosphäre in den Ozean transportieren. Die atmosphärische Zirkulation ist eine sehr wichtige Komponente des Klimas und wurde daher von Dennis L. Hartmann als "The Great Communicator" betitelt (*Hartmann*, 1994, Kapitel 6.1).

1.3. Der anthropogene Klimawandel

Der anthropogene Klimawandel beschreibt die durch das menschliche Handeln verursachte globale Erwärmung der Atmosphäre. Dabei wird der natürliche Treibhauseffekt durch zusätzlich in die Atmosphäre emittierte Treibhausgase verstärkt. Abb. 1.2 dient zur Veranschaulichung dieses Sachverhaltes und wird im Folgenden kurz erläutert.

Dargestellt sind die Energieflüsse in Form von lang- und kurzwelliger Strahlung sowie latenter und fühlbarer Wärme flüsse. Die Hauptenergiequelle der Erdatmosphäre ist die Sonne⁹ mit durchschnitt 341 Wm⁻² einfallender kurzwelliger Strahlung. Etwa ein Drittel davon wird direkt an den Wolken und der Erdoberfläche ins Weltall reflektiert, der verbleibende Anteil wird durch die Atmosphäre und die Oberfläche der Erde absorbiert. Die Erdoberfläche strahlt 396 Wm⁻² an langwelliger Strahlung ab, wovon nur ein geringer Teil (40 Wm⁻²) durch das sogenannte atmosphärische Fenster direkt ins Weltall gelangt, der größte Teil wird von der Atmosphäre absorbiert. Durch latente und fühlbare Wärme flüsse (17 Wm⁻² und 80 Wm⁻²) erhält die Atmosphäre weitere Energie. Die Atmosphäre strahlt ungefähr ein Drittel ihrer Energie (169 Wm⁻²) ans Weltall ab, der überwiegende Anteil von zwei Drittel wird aber zurück zur Erde gesendet (333 Wm⁻²). Dieser Prozess ist der natürliche Treibhauseffekt, durch den die mittlere Oberflächentemperatur von 14°C (*Jones et al.*, 1999) erreicht

⁸Benannt nach William Ferrel (* 29. Januar 1817 in Pennsylvania, USA; † 18. September 1891 in Martinsburg, West Virginia, USA), Meteorologe. Beschrieb als Erster plausible Theorien der planetarischen Zirkulation (u.a. Windzirkulation in den mittleren Breiten (1856)).

⁹99,97 % der verfügbaren Energie in der Atmosphäre stammen von der Sonne. Rest erbringen u.a.: geothermische Prozesse aus Erdinneren, natürlicher radioaktiver Zerfall, kosmische Strahlung, Nutzung fossiler und nuklearer Brennstoffe (*Taylor*, 2005, S. 29)

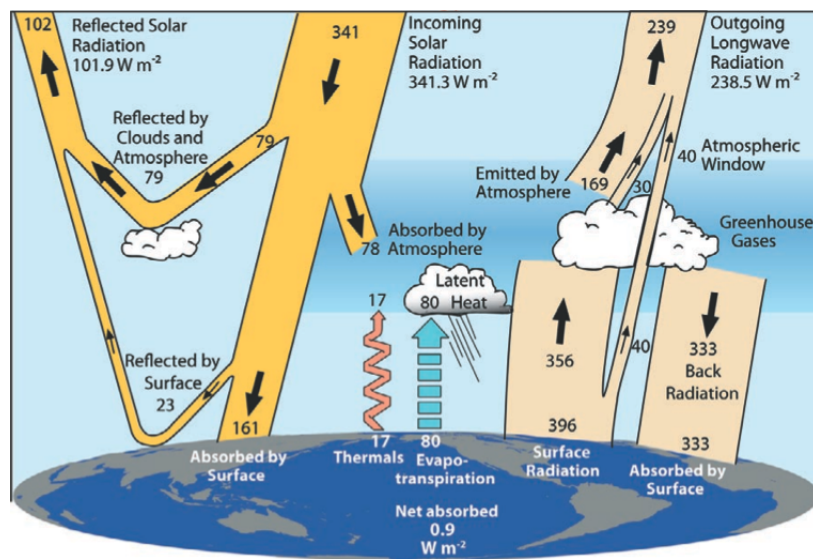


Abbildung 1.2.: Globale Energiebilanz der Erdatmosphäre in Wm^{-2} , Jahresdurchschnitt, aus Trenberth et al. (2009, Abb. 1).

wird. Ohne den natürlichen Treibhauseffekt läge die Temperatur bei ca. -15°C . Nur wenn die Energieflüsse der ein- und ausfallenden Strahlung sich ausgleichen, ändert sich die globale Durchschnittstemperatur nicht.

Über das atmosphärische Fenster gelangt langwellige Strahlung der Erdoberfläche direkt ins Weltall und ist der Schlüssel zum Verständnis des anthropogenen Klimawandels. Natürliche Treibhausgase sind in Tabelle 1.1 aufgeführt. Der mit Abstand größte Teil entfällt auf den Wasserdampf in der Atmosphäre, gefolgt von Kohlendioxid und Ozon. Methan und Lachgas haben auf den ersten Blick weniger Einfluss. Sie liegen zwar in deutlich kleineren Konzentrationen in der Atmosphäre vor, haben jedoch ein größeres Treibhauspotenzial¹⁰ als die anderen aufgelisteten Gase. Der Mensch erhöht, durch die intensive Nutzung fossiler Brennstoffe, die Konzentration der Treibhausgase, die mehr langwellige Strahlung der Erdoberfläche absorbieren, und damit das atmosphärische Fenster verkleinern. Die Balance zwischen ein- und ausfallender Strahlung am Oberrand der Atmosphäre wird verschoben, so dass die Atmosphäre netto mehr Energie aufnimmt und sich erwärmt.

Treibhausgas		Anteil
Wasserdampf	H_2O	60 %
Kohlendioxid	CO_2	26 %
Ozon	O_3	8 %
Methan + Lachgas	$\text{CH}_4 + \text{N}_2\text{O}$	6 %

Tabelle 1.1.: Natürliche Treibhausgase und deren Anteil am natürlichen Treibhauseffekt. Angaben bei klarem Himmel nach Kiehl und Trenberth (1997, Tabelle 3)

¹⁰engl.: Global Warming Potential (GWP). Auch CO_2 -Äquivalent genannt, da Größe angibt wie viel eine bestimmte Menge eines Treibhausgases zum Treibhauseffekt beiträgt (bezogen auf eine Zeitspanne von meist 100 Jahren). GWP für Methan: 25, Lachgas: 298 (Forster et al., 2007, S. 212)

Die Menschheit emittiert seit der industriellen Revolution zum Ende des 18. Jahrhunderts verstärkt Treibhausgase (wie Kohlenstoffdioxid, Methan, Lachgas oder Fluorchlorkohlenwasserstoffe sowie Ruß und Aerosole) in die Atmosphäre, wo sie nachweislich zu einer Erwärmung geführt haben. Untersuchungen von Eisbohrkernen aus der Antarktis zeigen, dass die Konzentration von CO_2 , CH_4 und N_2O in den letzten 650.000 Jahren deutlich unter den heutigen Werten lag und erst seit Beginn der industriellen Revolution am Ende des 18. Jahrhunderts rasant anstieg (*Solomon et al.*, 2007, Kapitel TS.2.1.1). Die globale mittlere Oberflächentemperatur nahm zwischen 1906 und 2005 um $0,74^\circ C \pm 0,18^\circ C$ zu (*Trenberth et al.*, 2007, S. 237), wobei der Anstieg in der zweiten Hälfte deutlich größer ausfiel. Die Zunahme der globalen mittleren Oberflächentemperatur hält an, da zum einen etliche Treibhausgase für längere Zeit in der Atmosphäre verweilen und somit noch lange in den Strahlungshaushalt eingreifen, zum anderen werden sie über die nächsten Jahrzehnte weiterhin emittiert werden. Mit Hilfe von Klimaszenarien wird versucht diesen Einfluss in der Zukunft zu prognostizieren. Häufig wird dabei das SRES IPCC A1B-Szenario von *Nakicenovic et al.* (2000) verwendet, das von einer ausgewogenen Nutzung fossiler (A1FI, fossilintensiv) und nichtfossiler Energiequellen (B1) ausgeht. Für das Klima am Ende des 21. Jahrhunderts wird, laut viertem IPPC Bericht, ein Anstieg der globalen Mitteltemperatur von $+2,8^\circ C$ ($1,7^\circ C$ bis $4,4^\circ C$, A1B-Szenario, *Meehl et al.* (2007, S. 749)) erwartet. Daraus resultiert ein prognostizierter, mehr oder weniger starker, Rückgang des arktischen Meereises, sowohl in dessen Volumen (Eisdicke) als auch in der Ausdehnung (*Meehl et al.*, 2007, Kapitel 10.3.3).

1.4. Zielsetzung der Arbeit

Da das Meereis eine wesentliche Rolle im Klimasystem übernimmt ist es, gerade im Zeichen des anthropogenen Klimawandels, wichtig die physikalischen Prozesse zu verstehen, die durch die Meereisbedeckung angetrieben und beeinflusst werden. Daher wird in dieser Arbeit zunächst der Einfluss des Meereises auf das Klima der Nordhemisphäre im 20. Jahrhundert in einem hoch aufgelösten Atmosphärenmodell (ECHAM5.3) untersucht. Die Betrachtung des 20. Jahrhunderts ist deshalb wichtig, da die Auswirkungen des anthropogenen Klimawandels als gering eingeschätzt werden und das Signal des geschmolzenen Meereises nicht oder nur wenig stören. Dazu wird ein Experiment durchgeführt, in welchem das Meereis der Arktis überall durch offenes Wasser am Gefrierpunkt ersetzt wird. Anschließend werden der Kontrolllauf (mit Meereisbedeckung) und der Experimentlauf (ohne Meereisbedeckung) verglichen.

Im Winter erreicht die mit Meereis bedeckte Fläche ihr Maximum, im Durchschnitt 15,1 Millionen km^2 (März). Das Minimum liegt im September und bedeckt im Mittel nur noch etwa halb so viel, 7,2 Millionen km^2 . Daher besteht die Annahme, dass das vollständige Entfernen von Meereis im Winter die größten Auswirkungen auf das Klimasystem hat. Aus diesem Grund wird in der folgenden Analyse die Winterjahreszeit als klimatologisches Mittel der Monate Januar, Februar und März (JFM) gewählt.

Frühere Studien verwendeten Klimamodelle mit einer groben räumlichen und vertikalen Auflösung, das heißt in einer Größenordnung von mehreren Grad Abstand zwischen einzelnen Gitterpunkten, und simulierten meist nur einen Monat oder wenige Jahre. Das hier verwendete Modell weist Gitterabstände von ca. einem halben Grad auf und wurde für

einen Zeitraum von 32 Jahren gerechnet. Die hohe räumliche Auflösung des ECHAM5.3 Modells ermöglicht damit einen Vergleich mit früheren Arbeiten und die Betrachtung der Auswirkungen unterschiedlicher Modellauflösungen auf das simulierte Klima.

Der Schwerpunkt der Analyse wird auf der Beantwortung der Frage liegen, welchen Einfluss das arktische Meereis auf das Klima außerhalb der Arktis hat. Wie ändert sich das Klima der Nordhemisphäre, wenn die arktische Meereisbedeckung drastisch reduziert wird? Der drastische Eingriff in eine Klimakomponente, Meereis, lässt extreme lokale Veränderungen in den Gebieten erwarten, in denen das Meereis geschmolzen wird. Aber wie weit nach Süden oder nach oben werden sich diese Anomalien in der Atmosphäre auswirken können?

Das unrealistische Experiment einer kompletten Reduktion des Meereises, dient zur Abschätzung des Einflusses von Meereis im prognostizierten Klima am Ende des 21. Jahrhunderts (ECHAM5.3, A1B-Szenario). Im verwendeten Modell beträgt die Meereisbedeckung in den Monaten August bis Oktober nur noch zwischen 12 % und 20 % der Fläche des 20. Jahrhunderts. Das Meereis ist in dieser Jahreszeit extrem reduziert und gleicht daher, unter dem Aspekt der Meereisbedeckung des arktischen Ozeans, den Experimentbedingungen im 20. Jahrhundert.

Durch den prognostizierten globalen Anstieg der Temperaturen im 21. Jahrhundert werden andere Prozesse, als im 20. Jahrhundert, angetrieben, abgeschwächt oder völlig verändert. Es stellt sich die Frage, welche Prozesse das Klima am Ende des 21. Jahrhunderts maßgeblich beeinflussen. Im Rahmen dieser Arbeit wird versucht abzuschätzen, wie stark sich der, im Winterklima des 20. Jahrhunderts analysierter Effekt, von reduziertem Meereis in der Arktis (Meereiseffekt) auf das zukünftige Klima im Sommer auswirkt. Dabei werden Vergleiche mit dem herauskristallisierten Meereiseffekt im 20. Jahrhundert angeführt. Es ist zu erwarten, dass die starke Verringerung von Meereis in der Arktis im 21. Jahrhundert einen wichtigen lokalen Einfluss besitzt. Noch ungeklärt ist, wie viel Einfluss der Meereiseffekt auf das Klima der Nordhemisphäre im Zeichen des anthropogenen Klimawandels entfalten kann. Es bestehen die Möglichkeiten, dass der Meereiseffekt lokal begrenzt bleibt oder signifikante Fernwirkungen besitzt und dass, durch die anthropogen verursachte globale Erwärmung, das Signal von reduziertem Meereis verstärkt, geschwächt oder völlig überlagert wird. Die Untersuchung dieser Fragestellungen stellt somit die praktische Anwendung der Erkenntnisse aus dem Experiment mit vollständig geschmolzenem Meereis dar.

Die vorliegende Arbeit ist folgendermaßen gegliedert. Im Kapitel 2 wird das hier verwendete Atmosphärenmodell ECHAM5.3 und der Experimentaufbau beschrieben. Anschließend wird in Kapitel 3 das Handwerkszeug dieser Arbeit, statistische Methoden und Verfahren sowie deren Anwendung vorgestellt. Die Analyse des Einflusses von arktischem Meereis auf das Winterklima der Nordhemisphäre erfolgt in Kapitel 4. Die Frage, ob und wie stark dieser Meereiseffekt auch in zukünftigen Klimaprojektionen zu sehen ist, wird in Kapitel 5 geklärt. Abschließend werden in Kapitel 6 die wichtigsten Resultate zusammengefasst und diskutiert.

2. Modell

Seit jeher sind Experimente ein wesentlicher Bestandteil der Wissenschaft, um Wissen zu erweitern. In der Physik oder Chemie, beispielsweise, kann man verschiedene Versuchsaufbauten im Labor testen und Experimente an physischen Objekten durchführen und so einzelne Prozesse und Zusammenhänge verstehen. Nicht so im Bereich der Klimawissenschaft. Zwar betreiben wir als Menschheit seit Jahrtausenden ein Experiment mit unserem Planeten, aber wir haben nur diese eine Erde. Wir sind also gewissermaßen gezwungen auf Gedankenexperimente zurück zugreifen. Mit der Erfindung der Computer und der Entwicklung der numerischen Wettervorhersage erschloss sich ein völlig neues Forschungsfeld. Durch die Erweiterung der Wettervorhersagemodelle zu Klimamodellen ist es möglich, Experimente im Modell zu simulieren. Klimamodelle sind sozusagen die Labore der Meteorologen und Klimawissenschaftler.

2.1. ECHAM5.3

ECHAM5.3 ist ein globales Atmosphärenmodell. Es basiert auf dem Vorhersagemodell "cycle 36" des European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) von 1986 und wurde in Hamburg am Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI) weiter entwickelt. Die Abkürzung "ECHAM" wurde entsprechend der Entstehungsgeschichte aus "EC" für ECMWF und "HAM" für Hamburg gebildet.

ECHAM5.3 ist ein spektrales Modell, dass heißt alle prognostischen Variablen werden durch eine endliche Reihe von Kugelflächenfunktionen ausgedrückt. Die Auflösung wird von der Anzahl der harmonischen Wellenzahlen bestimmt. Im ECHAM5.3 Modell werden für die meridionale Richtung Legendre¹-Reihen und für die zonale Richtung Fourier²-Reihen benutzt. Bei einer Auflösung von T213 werden 213 Wellenzahlen in zonaler Richtung gerechnet. Die meridionale Auflösung hängt von der Wellenzahl in zonaler Richtung und von der Art der Beziehung zwischen den Wellen ab. In diesem Fall wird eine dreieckige Begrenzung (englisch: "triangular truncation", daher das "T" in "T213") verwendet. Der Vorteil dieses Gitters liegt darin, dass der Abstand zwischen den Gitterzellen über die gesamte Oberfläche der Erde gleich ist. Die Auflösung des hier verwendeten Modells beträgt in der Horizontalen ca. 63 km (T213, $0,56^\circ \times 0,56^\circ$, 640×320 Gitterpunkte). In der Vertikalen werden 31 Höhenlevel aufgelöst. Die horizontale Auflösung des Modellgitters, als Ausschnitt über Europa, ist in Abb. 2.1 dargestellt. Eine detaillierte Beschreibung des Modells enthält *Roeckner et al.* (2003). Neben Anfangswerten, von denen aus ein Modell in der Zeit vorwärts integriert wird, müssen auch Randbedingungen definiert werden. Da es sich bei dem hier verwendeten

¹Adrien-Marie Legendre (* 18. September 1752 in Paris; † 10. Januar 1833 ebenda), französischer Mathematiker.

²Jean Baptiste Joseph Fourier (* 21. März 1768 bei Auxerre, Frankreich; † 16. Mai 1830 in Paris), französischer Mathematiker und Physiker.

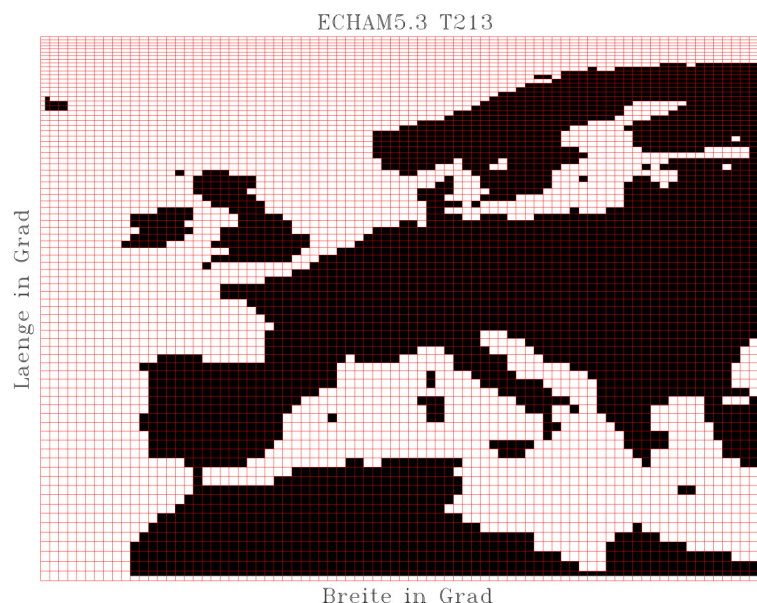


Abbildung 2.1.: ECHAM5.3 mit T213 horizontaler Auflösung, Modellausschnitt Europa. Verteilung der Land- und Ozeanfläche (schwarz) sowie der Gitterboxen (rot).

ECHAM5.3 Modell um ein reines Atmosphärenmodell handelt, müssen nicht nur Konzentrationen verschiedener Gase in der Atmosphäre, die Eisbedeckung an Land und orbital Parameter festgeschrieben werden, sondern auch die Meeresoberflächentemperatur (SST) und die Meereisbedeckung (SIC). Letztere werden aus einem Ensemble von drei Modellläufen des gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodell ECHAM5/MPI-OM (*Junglaus et al.*, 2006) genommen, das für den vierten Sachstandsbericht des IPCC gerechnet wurde (*Roeckner et al.*, 2006). Das gekoppelte Modell hat eine atmosphärische Auflösung von ca. 208km (T63, $1,875^\circ \times 1,875^\circ$, 192×96 Gitterpunkte) und 31 vertikale Level. Der Ozean wird im Durchschnitt mit $1,5^\circ$ Gitterbreite in der Horizontalen und 40 Level in der Vertikalen aufgelöst. SST und SIC werden vom T63 auf das T213 Gitter interpoliert und als (feste) Randbedingung in ECHAM5.3 benutzt.

2.2. Experimentaufbau

Das ECHAM5.3 Modell wurde jeweils für zwei Perioden von je 32 Jahren Länge gerechnet, die das Klima am Ende des 20. Jahrhunderts (1959 - 1990) und am Ende des 21. Jahrhunderts (2069 - 2100) repräsentieren. Das gekoppelte Ozean-Atmosphärenmodell ECHAM5/MPI-OM wurde für einen längeren Zeitraum gerechnet, SST und SIC wurden für die vorher genannten Zeiträume für dieses Experiment ausgewählt (weitere Details zum Antrieb des gekoppelten Modell in *Bengtsson et al.* (2007)).

In beiden Modellen wurden die Treibhausgaskonzentrationen (CO_2 , Aerosole, Ozon u.a.) im 20. Jahrhundert durch beobachtete Werte (20C3M) und im 21. Jahrhundert entsprechend dem SRES IPCC A1B-Szenario (*Nakicenovic et al.*, 2000) vorgegeben. Dass bedeutet für das 20. Jahrhundert zum Beispiel einen Anstieg des CO_2 -Gehaltes der Luft von 270 parts per million (ppm) im Jahre 1860 auf 360 ppm im Jahre 2000. Das A1B-Szenario prognostiziert

einen relativ moderaten Anstieg der Treibhausgase, zum Beispiel des CO_2 -Gehaltes der Luft von 360 ppm im Jahr 2000 auf 720 ppm im Jahr 2100, der auf einer ausgewogenen Nutzung fossiler (A1FI-Szenario, fossilintensiv) und nichtfossiler Energiequellen (B1-Szenario) basiert.

Der Antrieb des Ozeans erfolgt im Atmosphärenmodell ECHAM5.3 über die SST und die SIC aus dem gekoppelten Modelllauf. Beide Variablen sind als feste Randbedingungen gesetzt und können sich im Atmosphärenmodell während der Integration nicht mehr ändern. Mit dieser Konfiguration wurde mit ECHAM5.3 ein Kontrolllauf und ein Experiment durchgeführt. Im Kontrolllauf wurden SIC und SST aus dem gekoppelten Modell verwendet. Im Experiment wird die SST, wie im Kontrolllauf, benutzt, jedoch die SIC auf 0 gesetzt, es ist also kein Meereis vorhanden. Stattdessen wird an diesen Stellen die SST auf $-1,76^\circ\text{C}$ festgeschrieben. Der Modellaufbau ist in Abb. 2.2 graphisch dargestellt.

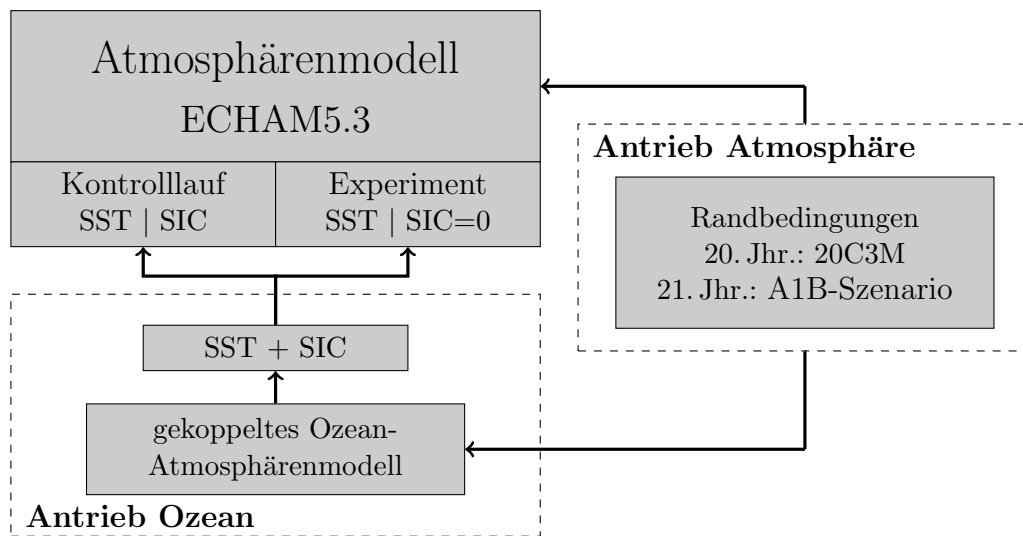


Abbildung 2.2.: Modellaufbau. Kontrolllauf und Experiment

Nachfolgend wird das 20. Jahrhundert mit Meereis durch 20C-SI (entsprechend 21C-SI) und ohne Meereis 20C (entsprechend 21C) ausgedrückt. Die mittlere räumliche Verteilung von Meereis und Eis auf Süßwasserseen im Winter (JFM) im 20C-SI ist in Abb. 2.3a zu sehen. Die Eiskante erstreckt sich Richtung Pazifik bis in die Beringsee und das Ochhotskische Meer. Auf der atlantischen Seite wird die Karasee bis zur Barentssee, entlang Spitzbergen und der östlichen Seite Grönlands bedeckt. Westlich Grönlands sticht vor allem die nahezu vollständig bedeckte Hudson Bay und, nördlich der Labradorsee, die Baffin Bay ins Auge. Im Experiment (Abb. 2.3b) sind alle salzhaltigen Gewässer eisfrei, nur noch Süßwasserseen, wie die großen Seen in den USA, das Kaspische Meer, der Aralsee und der Baikalsee sind mit Eis bedeckt. Das Eis auf dem Festland (Gletscher) bleibt in seiner räumlichen und zeitlichen Ausdehnung, wie im Kontrolllauf, unverändert (nicht gezeigt).

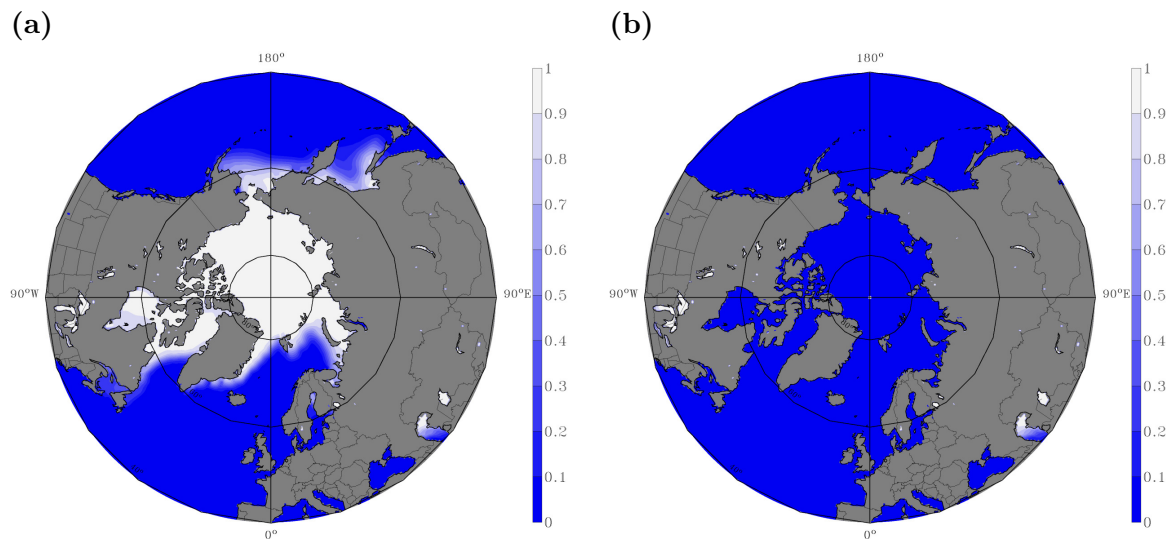


Abbildung 2.3.: Mittlere Meereisbedeckung im Winter (JFM) in Anteilen zwischen 0 (0 % Meereis) und 1 (100 % Meereis). (a) Kontrolllauf, 20C-SI. (b) Experiment, 20C.

3. Methoden

Zur Bewertung der Ergebnisse von Klimamodellen nutzt man eine Vielfalt statistischer Methoden und Verfahren. Diese dienen zum einen dem Herausstellen besonderer, bzw. der wichtigsten, Eigenschaften eines Datensatzes und zum anderen der Reduktion von Daten, mit denen dann handlicher gearbeitet werden kann. Zum Beispiel wird bei einer EOF Analyse ein Datensatz in seine räumliche und zeitliche Struktur zerlegt, womit man verschiedene Signale voneinander separieren kann und ein räumliches Muster mit einem zeitlichen Verlauf erhält. Je nach Daten und Ziel der Analyse müssen unterschiedliche Verfahren, und eventuell Annahmen, angewandt werden, um zu einem Ergebnis zu gelangen. Neben der Beschreibung physikalischer Prozesse durch statistische Methoden werden Signifikanztests benötigt, um ein Maß für die Aussagekraft von Resultaten zu erhalten.

Im Folgenden werden die verwendeten Testverfahren und zwei EOF Analyse Techniken erläutert. Anhang A enthält eine ausführlichere Übersicht über alle benutzten statistischen Methoden und deren Berechnungen. Soweit nicht anders gekennzeichnet, folgen die Definitionen der Notation aus dem Vorlesungsskript von *Dommenget* (2008) sowie dem Standardwerk der statistischen Klimaforschung von *Storch und Zwiers* (1999) und sind in der diskretisierten Form angegeben.

3.1. Signifikanztests

Bei einem Signifikanztest wird am Anfang stets eine Nullhypothese H_0 gestellt und dann mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeit auf ihre Widerlegbarkeit getestet. Dabei können grundlegend zwei verschiedene Arten angewandt werden, ein- oder zweiseitige Tests. Beide Tests untersuchen, ob sich die Testvariablen voneinander unterscheiden. Einseitige Tests eignen sich, wenn der Wert der getesteten Variable sich nur in eine Richtung gegenüber dem Vergleichswert verändert, sie also nur zu- oder abnimmt, während zweiseitige Tests bei Testvariablen angewandt werden, wo nicht klar ist in welcher Richtung Veränderungen auftreten.

In dieser Arbeit wurden immer zweiseitige Tests verwendet, da es keine physikalischen Anhaltspunkte gab, ob sich z.B. die 2 m Temperatur in 20C gegenüber 20C_SI nur erhöht und nicht durch dynamische Prozesse in der Atmosphäre auch verringern könnte. Das hat auch Auswirkungen auf den Wert der Testvariable und damit auf die erreichbaren Signifikanzlevel. Bei einem zweiseitigen Test liegen z.B. 90 % aller Werte, abhängig von der Verteilung, innerhalb einer bestimmten Standardabweichung (STD), für einen einseitigen Test liegen aber für die gleiche STD > 90 % der Werte in dem Intervall, da nur eine Seite der Verteilung benutzt wird. Für eine Gaußverteilung¹ mit einem Mittelwert von null und einer Varianz von eins kann man diese Werte, z.B. in *von Storch und Zwiers* (1999, Anhang D)

¹Johann Carl Friedrich Gauß (* 30. April 1777 in Braunschweig; † 23. Februar 1855 in Göttingen). Deutscher Mathematiker, Astronom, Geodät und Physiker mit einem breit gefächerten Feld an Interessen.

für einseitige Tests nachschlagen. So ist bei einem einseitigen Test mit 95 % Signifikanzlevel die STD + oder -1.645 , für einen zweiseitigen Test mit der gleichen STD von ± 1.645 verringert sich das Signifikanzlevel auf 90 %. Als Signifikanzlevel wurde für diese Untersuchungen 90 % gewählt, das heißt mit einer Wahrscheinlichkeit von 10 % wurde die Nullhypothese falsch widerlegt.

3.1.1. Jarque-Bera Test

Bei Signifikanztests ist die Verteilung der Variablen, die die Nullhypothese stellt, entscheidend. Der Jarque-Bera² Test (Berechnung s. Anhang A.5.1) misst anhand von Schiefe $\hat{\gamma}_1$ und Kurtosis $\hat{\gamma}_2$ (ein Maß für die Wölbung) der Zeitreihe $\hat{X} = \{x_1, x_2, \dots, x_n\}$ die Anpassung an die Normalverteilung (Gaußverteilung), welche eine häufige Annahme (bzw. Voraussetzung) für Signifikanztest ist. Mit dem Jarque-Bera Test wurde diese Annahme für den Student's t-Test und den Fisher F-Test kontrolliert, um eine statistisch sinnvolle Aussage treffen zu können.

3.1.2. Student's t-Test

Der zweiseitige Student's³ t-Test wird benutzt, um die Mittelwerte der zwei Zeitreihen \hat{X} und \hat{Y} , bei einem gegebenen Konfidenzintervall, signifikant voneinander zu unterscheiden. In dieser Arbeit dient der zweiseitige Test dazu eine Änderung des Mittelwertes einer Variable zwischen z.B. 20C und 20C_SI als signifikant oder nicht einzuordnen. Der berechnete t -Wert (Berechnung s. Anhang A.5.2) wird dann mit der t -Verteilung verglichen, die z.B. in *von Storch und Zwiers* (1999, Anhang F) aufgelistet ist, und sich aus dem gegebenen Konfidenzintervall und der Anzahl der Freiheitsgrade ergibt. Für den Test wird angenommen, dass es sich um unabhängige normal verteilte Zufallsvariablen mit gleicher, aber unbekannter Varianz, handelt. Das grenzt die Möglichkeiten der Analyse stark ein, da einige Parameter nicht normal verteilt sind, wie z.B. Niederschlag oder Windgeschwindigkeit (beide Log-Normal verteilt). Diese Bedingung wurde vor allen Tests mit Hilfe des Jarque-Bera Tests (Abschnitt 3.1.1) überprüft und im Falle einer anderen Verteilung der Variable der Student's t-Test nicht durchgeführt oder auf andere Testverfahren zurück gegriffen.

3.1.3. Fisher F-Test

Um die Varianzen zweier Zeitreihen \hat{X} und \hat{Y} auf signifikante Unterschiede zu untersuchen, wird der zweiseitige Fisher⁴ F-Test verwendet. Dabei wird wiederum davon ausgegangen, dass beide Zeitreihen unabhängig voneinander und normal verteilt sind. Die Testvariable F ergibt sich aus dem Verhältnis der beiden Varianzen. Dieser F -Wert (Berechnung s.

²von Carlos M. Jarque und Anil K. Bera 1980 eingeführt

³„Student“ war das Pseudonym von William Sealy Gosset (* 13. Juni 1876 in Canterbury, England; † 16. Oktober 1937 in Beaconsfield, England). Studierte Chemie und Mathematik am New College in Oxford, England, und arbeitete ab 1899 als Chemiker in der Guinness Brauerei in Dublin, Irland, mit der Aufgabe sein statistisches Wissen auf industrielle Prozesse anzuwenden und sie zu verbessern. Dort erfand er die t -Verteilung und den t -Test. Mitarbeiter durften, zur Wahrung des Betriebsgeheimnisses, keine Studien mehr veröffentlichen, wodurch Gosset gezwungen war unter dem Pseudonym „Student“ seine Ergebnisse, 1908 im Journal Biometrika (*Student*, 1908), zu publizieren. Aus *Hotelling* (1930).

⁴Sir Ronald Aylmer Fisher (* 17. Februar 1890 in London, England; † 29. Juli 1962 in Adelaide, Australien). Theoretischer Biologe, Genetiker, Evolutionstheoretiker und Statistiker.

Anhang A.5.3) wird mit dem Wert der Fisher-Verteilung verglichen, der sich für das gegebene Konfidenzintervall und die Freiheitsgrade ergibt, und z.B. in *von Storch und Zwiers* (1999, Anhang G) aufgelistet ist.

3.2. EOF Analyse

Hannachi et al. (2007) geben einen Ein- und Überblick in die Welt der Empirischen Orthogonal Funktionen (EOF) Analyse. Darin thematisieren sie auch die Ursprünge dieser Technik, die ihren Anfang in der Sozialwissenschaft nahm (*Pearson*, 1902). Später prägte Hotelling (1933; 1935) den Begriff der principal component analysis (PCA). In der Meteorologie wurde sie als erstes von *Obukhov* (1947) zum Glätten verwendet, richtig Fuß fasste sie durch *Lorenz* (1956). Die EOF Analyse ist ein Werkzeug mit vielen Fähigkeiten. Sie werden benutzt, um große Datenmengen die in Zeit- und Raumdimension vorliegen, in räumliche Muster mit einem zeitlichen Verlauf zu zerlegen, die dabei so viel wie möglich der beobachteten Variabilität beschreiben. Somit reduziert man ein komplexes, hochdimensionales System in ein niederdimensionales und erlangt damit die Möglichkeit die wichtigsten physikalischen Prozesse zu verstehen und erleichtert das Arbeiten. Ein weiteres Feld der Anwendung besteht im Vergleich von Beobachtungs- und Reanalysedaten mit Klimamodellen. Heute wird die EOF Analyse verbreitet zur Untersuchung von Moden der Variabilität genutzt, die physikalisch sinnvoll und bedeutend sind, sogenannte Telekonnektionen oder Klimamoden. Das ist auch der Anwendungsbereich für die hier vorliegende Arbeit. Bei der Interpretation dieser Klimamoden ist äußerste Sorgfalt geboten, worauf u.a. *Dommenges und Latif* (2002) und *Ambaum et al.* (2001) hinweisen.

Eine Datenmatrix \mathbf{D} (bestehend aus geographischer Länge und Breite für eine bestimmte Variable, wie Temperatur) weist eine hohe Redundanz auf, da z.B. eine einzelne Spalte sehr hoch mit den Nachbarspalten korreliert ist. Die EOF Analyse ist die effizienteste Methode um mit so wenig Datenpunkten wie möglich, so viel Varianz wie möglich darzustellen. Dabei wird \mathbf{D} in räumliche Muster der Variabilität (EOF Muster, auch Moden genannt) mit der dazugehörigen zeitlichen Entwicklung (Zeitreihe der Hauptkomponenten, PC-Zeitreihe) sowie der erklärten Varianz der Muster zerlegt. Es gibt verschiedene Verfahren, diese Zerlegung zu erreichen, eine davon ist die Hauptkomponenten Analyse (PCA, Beschreibung im Anhang A.6). Die PC-Zeitreihen sollen für jedes Muster mit den PC-Zeitreihen der anderen Muster nicht korreliert sein. Zudem werden die Moden nach ihrer erklärten Varianz geordnet. So beschreibt der erste Mode die meiste Varianz der Datenmatrix \mathbf{D} , der zweite Mode beschreibt dann den größten Teil der verbleibenden Varianz und dies setzt sich so weiter fort. \mathbf{D} wird in eine Linearkombination von Moden zerlegt. Es genügt damit die ersten führenden Moden in einer Analyse zu betrachten, da sie den größten Teil der Gesamtvarianz erklären.

3.3. Rotierte EOF Analyse

Die Bedingungen der Orthogonalität und Unkorreliertheit der EOF Moden und ihrer dazugehörigen PC-Zeitreihen ist für eine effiziente Zerlegung der Datenmatrix \mathbf{D} bestens geeignet, entspricht aber nicht immer physikalischen Gegebenheiten. Geht es also an die physikalische Interpretation dieser Moden erreicht man schnell Grenzen. Zur Veranschaulichung stelle man

sich folgendes vor: die Datenmatrix \mathbf{D} enthält einige klar getrennte, aber nicht unbedingt räumlich orthogonale und zeitlich unkorrelierte, Moden der Variabilität. Die EOF Technik versucht maximale Varianz zu erklären und ergibt eine Linearkombination von Moden, aber nicht unbedingt die Moden an sich. Eine Methode, um diese Beschränkungen leichter (realistischer) zu gestalten, besteht in der Rotation der EOF Muster. Dabei gibt es grundsätzlich die Möglichkeit der orthogonalen oder schiefen⁵ Drehung, die entweder die Beschränkung der zeitlichen Unkorreliertheit oder der Orthogonalität fallen lässt. Die Methode der Rotation ist am weitesten verbreitet und hat ihren Ursprung in der Faktoranalyse der 50er Jahre. Seit den 80er Jahren wird sie auch im meteorologischen Bereich angewandt. Mit ihr sollen Strukturen einfacher und leichter interpretierbar werden. Durch die Rotation wird versucht ein Vereinfachungskriterium zu maximieren. Dabei ist die häufigste Methode die orthogonale Rotation mit der VARIMAX Routine (Anhang A.7), die hier angewandt wurde. Die unrotierten Moden werden so lange im Raum gedreht bis sie die maximale Varianz des Kriteriums erfüllen. Die rotierten EOF (REOF) sind immer noch orthogonal zueinander und der Anteil der erklärten Varianz ändert sich nicht.

Es gibt viele weitere Verfahren, die meist komplizierter, dadurch aber nicht unbedingt leichter zu verstehen und zu interpretieren sind. Einen detailreichen Überblick gibt u.a. *Hannachi et al.* (2007).

⁵engl. oblique: schief. Hier: nicht orthogonal

4. Einfluss des arktischen Meereises auf das Winterklima im 20. Jahrhundert

In diesem Kapitel wird untersucht, welchen Einfluss arktisches Meereis auf das Klima im 20. Jahrhundert besitzt. Dabei werden die Differenzen zwischen den zwei Modellläufen, des ECHAM5.3 Modells, 20C - 20C_SI betrachtet, das heißt die Veränderungen im Modelllauf ohne Meereis bezüglich des Modelllaufs mit Meereis. Des Weiteren bezieht sich die Untersuchung in diesem Kapitel, soweit nicht anders genannt, auf die Winterjahreszeit (JFM) und auf klimatologische Mittelwerte. Es werden die wesentlichen meteorologischen Parameter und deren Reaktion auf die Reduktion von Meereis untersucht, wobei nicht alle möglichen Variablen und komplexen Größen untersucht werden können, ohne den Rahmen dieser Arbeit zu sprengen. Die Untersuchung bleibt auf die Größen Luftdruck, Temperatur, Geopotential, Wärme Flüsse, Niederschlag, Windgeschwindigkeit und Massenstromfunktion begrenzt. Am Ende des Kapitels wird anhand zweier mathematischer Analysetechniken die Variabilität des Luftdrucks genauer untersucht.

4.1. Luftdruck

Luftdruck wird generell auf Meeresniveau reduziert (Luftdruck auf Meeresniveau, SLP), da bei der Betrachtung des Bodenluftdruckfeldes die Topographie dominieren würde. Die mittlere räumliche Verteilung des SLP in Abb. 4.1a spiegelt die Dynamik (großskalige Zirkulation der Atmosphäre) und die Temperatur der Atmosphäre wider. Absinkende (aufsteigende) Luftmassen verstärken (verringern) durch Konvergenz (Divergenz) den Luftdruck am Boden. Kalte Luft, mit einer größeren Dichte als warme Luft, ist schwerer und erhöht den SLP. Im äquatorialen Bereich steigen, durch die starke Einstrahlung der Sonne, erwärmte Luftmassen auf und erniedrigen am Boden den Luftdruck. Über die Hadleyzelle (HZ), einer thermisch getriebenen Zelle, werden die Luftmassen in die Subtropen transportiert, wo sie absinken und am Boden den SLP erhöhen. Zwischen 20°N - 30°N befindet sich daher ein Hochdruckgürtel. Ebenfalls thermisch direkt angetrieben ist die Polarzelle, mit absinkenden Luftmassen über dem arktischen Ozean. Zwischen diesen beiden Zellen befinden sich über dem Nordatlantik und Nordpazifik, an der Grenzfläche zwischen warmer Luft im Süden und polarer Kaltluft im Norden, Gebiete mit geringerem SLP. In diesen Gebieten entstehen Störungen, die sich durch barokline Instabilitäten zu Tiefdruckgebieten entwickeln können (Zyklogenese), in denen Luftmassen großräumig gehoben werden, so dass der SLP abnimmt. Im Winter bildet sich über Sibirien ein starkes Hochdruckgebiet, welches das Resultat einer starken kontinentalen Abkühlung ist (sogenanntes Sibirienhoch).

Im Experiment ohne Meereis (20C, Abb. 4.1b) verstärkt das Sibirienhoch, gegenüber 20C_SI, seinen Einfluss über Eurasien bis hin nach Grönland um bis zu +4 hPa, dehnt sich also nach Westen hin aus. Über dem europäischen Nordmeer, wo im 20C_SI durch Tiefdruckgebiete relativ niedriger SLP herrscht, kann sich höherer Druck durchsetzen. Da-

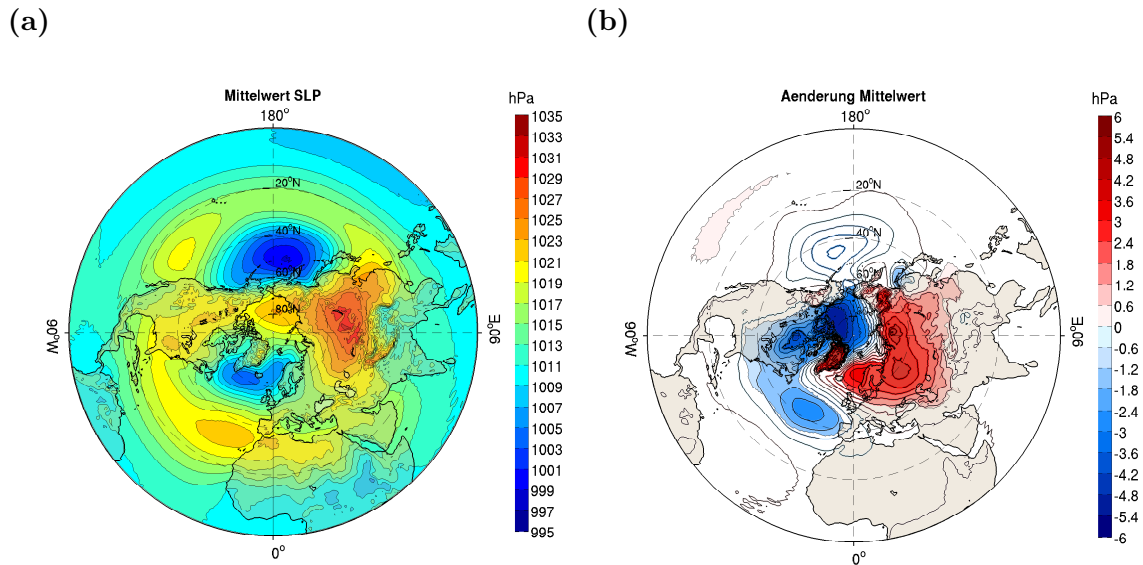


Abbildung 4.1.: Luftdruck auf Meeresniveau (SLP) im Winter (JFM) in hPa. (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI. (b) Differenz 20C - 20C_SI. Statistisch signifikante Änderungen (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.

gegen gibt es eine zusammenhängende Region, in der sich der SLP großräumig verringert. Über dem arktischen Ozean und der Hudson Bay sinkt der SLP um bis zu -6 hPa, wobei das Maximum der Abnahme nicht zentral über der Arktis liegt, sondern in Richtung Kanada verschoben ist. Des Weiteren wird der SLP über dem Osten Nordamerikas, dem Atlantik bis Spanien um ca. -3 hPa reduziert. Es findet eine Abschwächung und südwestliche Verschiebung des Islandtiefs im Nordatlantik statt. Aus der westlichen Arktis (kanadischer Bereich) wird, nach Abb. 4.1b, somit im Experiment Masse nach Sibirien verlagert. Die Zunahme des Aleutentiefs über dem Nordpazifik ist nach dem Student's t-Test (Kapitel 3.1.2) nicht signifikant, da dort die Annahme einer Normalverteilung für den Test nicht erfüllt ist (Jarque-Bera Test, Kapitel 3.1.1).

Durch eine Reduktion des Meereises im Experiment (20C), könnte eine Reduktion des SLP gegenüber 20C_SI in dieser Region erwartet werden. Denn durch die der Atmosphäre zusätzlich zugeführte Wärme sollte sich die Lufttemperatur über diesen Regionen erhöhen, was nach den Gesetzen der Thermodynamik in einer Verringerung der Dichte von Luft, und somit in einem Aufsteigen der Luftmassen (SLP-Abnahme), resultieren sollte. Das Gebiet der Reduktion des SLP entspricht jedoch nicht der offenen Wasserfläche im 20C. Vielmehr erhöht sich der SLP entlang der sibirisch arktischen Küste. Außerdem gibt es eine SLP-Abnahme über dem Atlantik. Schließlich lässt sich daraus ableiten, dass sich die Dynamik der Atmosphäre zwischen 20C und 20C_SI ändern muss, da die lokale Änderung der SIC globale Auswirkungen im SLP verursacht.

Die mittlere räumliche Verteilung der interannualen Variabilität des SLP (STD in Abb. 4.2a) weist einen starken meridionalen Gradienten, mit der höchsten Variabilität im polaren Bereich und einer extrem geringen Variabilität in der Nähe des Äquators, auf. In den

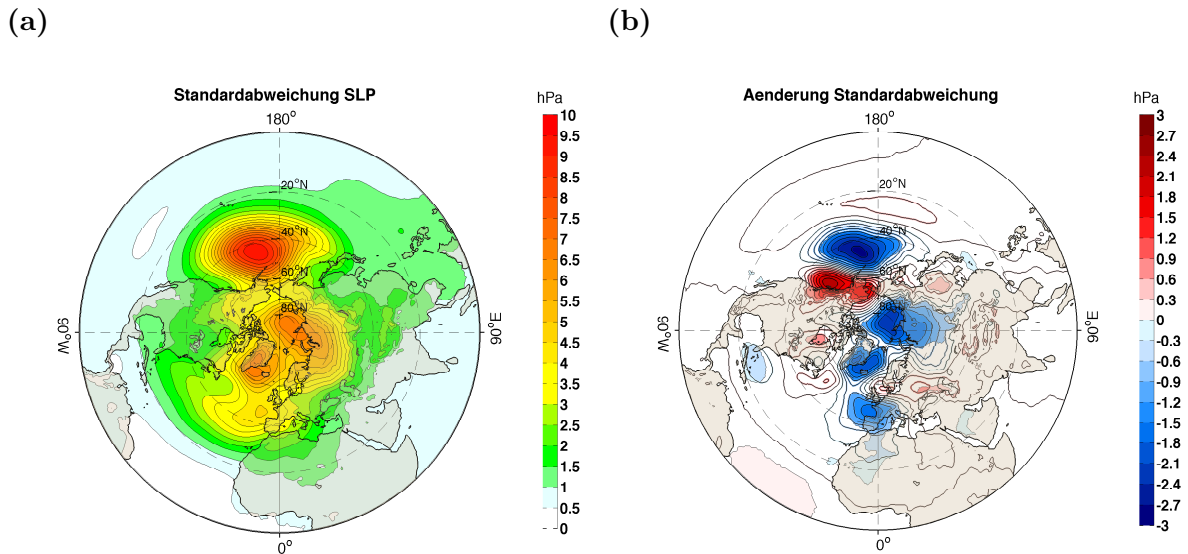


Abbildung 4.2.: Standardabweichung des Luftdrucks auf Meeresniveau (SLP) im Winter (JFM) in hPa. (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI. (b) Differenz 20C - 20C_SI. Statistisch signifikante Änderungen (Fisher F-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.

Zentren des Island- und Aleutentiefs sowie an der Grenzfläche zwischen dem Einfluss von Hoch- und Tiefdruckgebieten herrscht hohe Variabilität, während in Gebieten mit hohem Luftdruck die Variabilität gering ist. Besonders im Aleutentief schwankt der mittlere SLP von Winter zu Winter um bis zu ± 10 hPa. Im Experiment (20C) nimmt die STD des SLP gegenüber 20C_SI in den Zentren maximaler Variabilität um -2 hPa bis -3 hPa ab, Abb. 4.2b. Ursache ist die Abschwächung der SLP-Gradienten zwischen hohem und niedrigem Luftdruck, vor allem über dem Nordatlantik. Die Variabilität des Aleutentiefs weist zusätzlich zur Abschwächung eine Verlagerung nach Osten auf, wobei vor der Westküste Nordamerikas die Variabilität um +1 hPa bis +2 hPa zunimmt. Ein weitere Zunahme um +30 % bis +50 % ist über dem tropischen Atlantik erkennbar. In den Gebieten mit einer SLP-Zunahme (Abb. 4.1b) verringert sich die Variabilität um -1 hPa bis -2 hPa, jedoch nur geringfügig ($\leq +1$ hPa) in den Regionen einer SLP-Abnahme. Eine detaillierte Untersuchung der Variabilität des SLP erfolgt in Kapitel 4.7.1 mit Hilfe von EOF Analysetechniken.

4.2. Temperatur

4.2.1. 2 m Temperatur

In den Gebieten, in denen das Meereis auf null reduziert wurde, sind die größten Temperaturunterschiede zwischen 20C und 20C_SI zu erwarten, da hier die isolierende Wirkung des Meereises zwischen Ozean und Atmosphäre fehlt. In Abb. 4.3a ist die mittlere räumliche Verteilung der 2 m Temperatur im Winter (JFM) im 20C_SI dargestellt. Klar zu erkennen ist die zonale Struktur der Temperaturverteilung mit einem meridionalen Gradienten vom kalten Nordpol zum warmen Äquator. Während in den Tropen und Subtropen Durch-

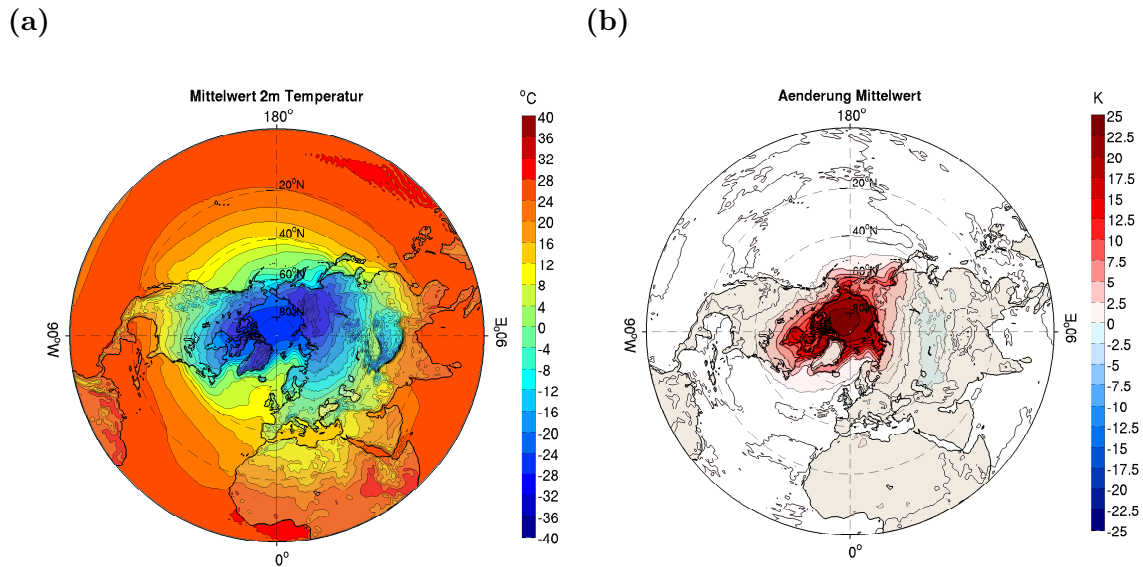


Abbildung 4.3.: 2 m Temperatur im Winter (JFM). (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI in °C. (b) Differenz 20C - 20C_SI in K. Statistisch signifikante Änderungen (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.

schnittstemperaturen von +20°C bis +30°C herrschen, sinken die Werte in der zentralen Arktis über Meereis auf bis zu -30°C, in angrenzenden Gebieten über Land, im Nordosten Kanadas und Sibiriens auf bis zu -40°C. Durch warme oberflächennahe Meeresströmungen, Nordatlantikstrom und Kuroshio (Pazifik), sind die mittleren Temperaturen in den hohen Breiten, sowohl über Wasser, als auch über den angrenzenden (maritim geprägten) Landmassen deutlich höher gegenüber Regionen mit kontinental geprägtem Klima. Das Atmosphärenmodell ECHAM5.3 gibt die in der Realität beobachtete räumliche Verteilung der 2 m Temperatur im 20C_SI sowie des SLP (Abb. 4.1a) in Übereinstimmung mit Beobachtungen wieder.

Die größten Differenzen der 2 m Temperatur zwischen 20C und 20C_SI werden über den im 20C_SI mit Meereis bedeckten Gebieten erzielt, Abb. 4.3b. Hier geben die Differenzen praktisch die mittlere räumliche Verteilung der 2 m Temperatur aus 20C_SI wieder, da die SST in den Gebieten ohne SIC (20C) konstant gehalten wird. Über dem arktischen Ozean nimmt die 2 m Temperatur um bis zu +25 K, zu den Küsten der Arktis hin um +10 K, zu. Die Erwärmung entspricht der Lage der Eiskante im 20C_SI. Über Ozeanregionen ohne SIC im 20C_SI kann es keine Veränderungen geben, da die SST in beiden Modellläufen identisch ist. Diese lokale Erwärmung über dem arktischen Ozean wird durch horizontale Advektion der mittleren Zirkulation, Diffusion und turbulente Transporte in südlichere Breiten transportiert. Die südliche Ausbreitung, bis 40°N über Nordamerika und in der Region des Ochotskischen Meeres, ist mit den bodennahen Winden, die man aus dem SLP-Feld in Abb. 4.1 ableiten kann, konsistent. Dabei wird an den Westseiten des Aleuten- und Islandtiefs das Erwärmungssignal mit einer nördlichen Strömung nach Süden advehiert und an den Ostseiten das Signal auf den Norden begrenzt. Ebenso hat die Westwindzone in den mittleren Breiten einen Einfluss auf die Advektion der Erwärmung von der Hudson Bay

Richtung Grönland.

Über Sibirien kühlt sich die mittlere 2 m Temperatur im Winter um -1 K bis -2 K signifikant ab. Dieses Abkühlung wurde bereits in anderen Arbeiten untersucht. *Newson* (1973) vermutet, dass es durch die Abschwächung des meridionalen Temperaturgradienten (Kapitel 4.2.4) zu einer Verschiebung (und ebenso Abschwächung) der Westwinde kommt und es dadurch häufigere blockierende Hochdruckwetterlagen über den Kontinenten gibt. Der Bereich der Abkühlung befindet sich an der Stelle, an der sich der SLP (Abb. 4.1b) so ändert, dass weniger warme Luft von Süden, sondern vermehrt kühlere kontinentale Luft von Norden (aus Gebieten ohne Erwärmung) herangeführt wird, *Royer et al.* (1990). Letztlich fördert die Verstärkung des Sibirienhochs, Abb. 4.1b, eine Isolation von umliegenden Luftmassen und verhindert, dass wärmere (und feuchtere) Luftmassen in Richtung des Hochdruckgebiets gelangen können und es somit zu einer weiteren Abkühlung im Winter kommt.

Die interannuale Variabilität der 2 m Temperatur im Winter (JFM) im 20C-SI ist allgemein über Land höher als über den Ozeanen, Abb. 4.4a. Grund dafür ist die deutlich größere Wärmekapazität der Ozeane, die dadurch viel langsamer auf Veränderungen (z.B. der Temperatur der Atmosphäre) reagieren.

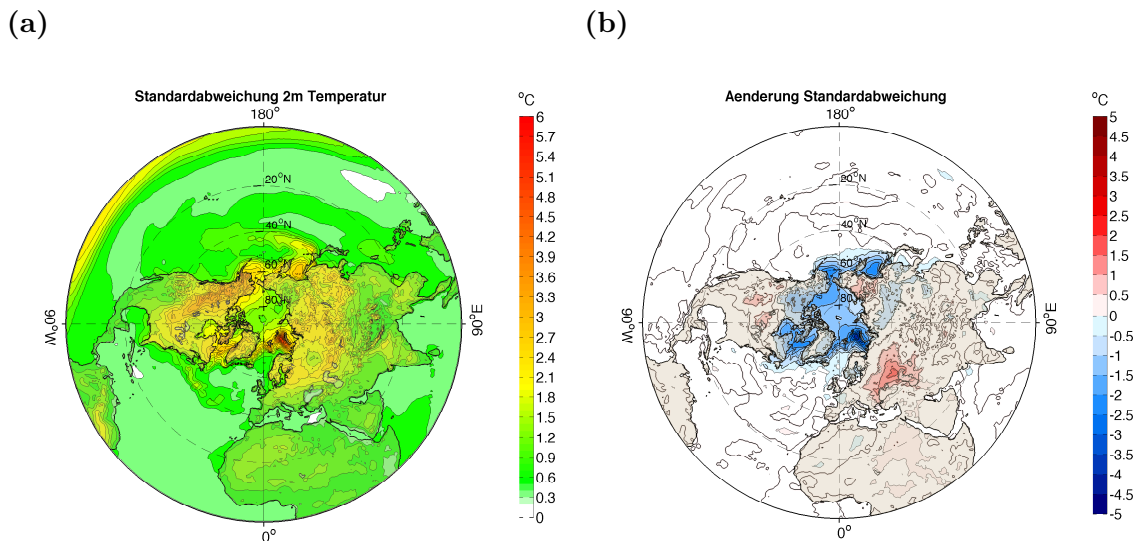


Abbildung 4.4.: Standardabweichung der 2 m Temperatur im Winter (JFM) in °C. (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C-SI. (b) Differenz 20C - 20C-SI. Statistisch signifikante Änderungen (Fisher F-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.

Über der zentralen Arktis nimmt die Variabilität der 2 m Temperatur im 20C gegenüber 20C-SI (Abb. 4.4b) großflächig um $-1\hat{\sigma}$ bis $-2\hat{\sigma}$, was einer Reduktion von über -90 % entspricht, auf Werte $\leq 0,25\hat{\sigma}$ ab und gleicht sich so der Variabilität über den übrigen Ozeanen an, deren SST fixiert ist (faktisch unendliche Wärmequelle). Die stärksten Abnahmen der Variabilität finden dabei entlang der Eiskante im 20C-SI statt, wobei die größte Reduktion in der Karasee zu Tage tritt, die im 20C-SI eine der höchsten Schwankungen von bis zu $6\hat{\sigma}$ aufweist. Entlang der Eiskante ist die STD im 20C-SI sehr hoch ($\geq 3\hat{\sigma}$). Durch die im 20C

fixierte SST sinkt die Variabilität stark und es treten hier große Differenzen auf. Über den Kontinenten findet eher eine räumliche Verlagerung der Variabilität statt. Das Maximum der STD über Zentralnordamerika verlagert sich aus dem Nordwesten Nordamerikas in den Norden der USA. In Osteuropa und Ostsibirien erhöht sich die Variabilität um bis zu $+2\hat{\sigma}$ bzw. $+80\%$ (nördlich des Kaukasus). Diese Zunahme der STD der 2m Temperatur hängt möglicherweise mit dem veränderten Effekt von hohem und tiefem Luftdruck zusammen, an dessen Grenzflächen die Variabilität generell hoch ist. In der gleichen Region intensivieren sich sowohl der Einfluss des Sibirienhochs (Abb. 4.1b), als auch die STD des Luftdrucks (Abb. 4.2b).

4.2.2. Zonales Mittel der Temperatur

Einen Eindruck der vertikalen und horizontalen Verteilung der Temperatur der Atmosphäre liefert das zonale Mittel. Dabei wird für jedes Druckniveau ein Mittelwert über alle Datenpunkte auf einem Breitengrad gerechnet. Somit ergibt sich ein meridionales und vertikales Profil der Temperatur über alle Höhen vom Äquator bis zum Nordpol. Abbildung 4.5 zeigt, dass die vollständige Reduktion des Meereises im 20C sich auf eine Erwärmung der Troposphäre in den nördlichen Breiten und auf die untersten Schichten beschränkt. Als Signifikanzmaß werden nur Differenzen dargestellt, die außerhalb ± 1 STD (interannuale Variabilität) des 20C-SI liegen.

Eine signifikante Erwärmung findet erst nördlich von 50°N bis zu einer Höhe von 700 hPa statt und erreicht über dem arktischen Ozean Werte bis $+20\text{ K}$. Das Erwärmungssignal reicht

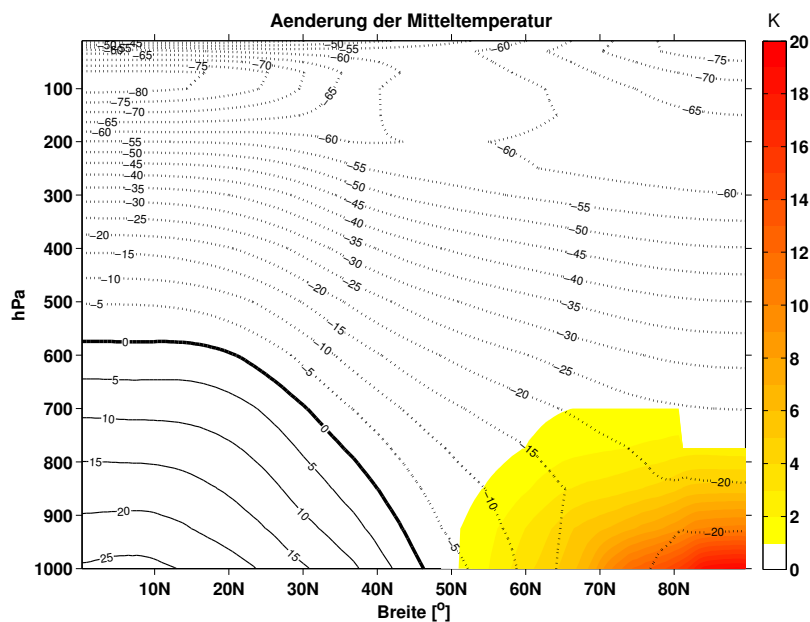


Abbildung 4.5.: Änderung der mittleren Temperatur im Winter (JFM) in Kelvin, aufgetragen über Höhe (in hPa) und geographischer Breite. Farbiger Hintergrund ist die Differenz zwischen 20C - 20C-SI, in Regionen in denen das Verhältnis der absoluten Differenz zur zeitlichen STD des 20C-SI ≥ 1 ist. Konturlinien in schwarz repräsentieren Isothermen der mittleren Temperatur im 20C-SI ($^\circ\text{C}$), negative Werte sind gestrichelt.

im zonalen Mittel südlicher als die Eiskante im 20C-SI. Dass heißt, dass die starke lokale Erwärmung der Arktis (Abb. 4.3b) durch Konvektion (bzw. Advektion) und Diffusion nach Süden und nur bis in eine geringe Höhe transportiert wird. Der lokale Effekt in der Arktis hat nur einen geringen Einfluss auf die Dynamik der Atmosphäre in den niederen Breiten. *Royer et al.* (1990) haben in einem vergleichbarem Experiment eine Erwärmung in ähnlicher Größenordnung und Struktur gefunden. Zudem kühlt sich die Atmosphäre in ihren Untersuchungen um $-0,5\text{ K}$ oberhalb und südlich des Erwärmungssignals ab. Diese Abkühlung führen sie auf veränderte vertikale Bewegungen von Luftmassen im Experiment zurück, da weniger Wärme, durch verringertes Absinken (adiabatische Erwärmung) in diesen Regionen, freigesetzt wird.

4.2.3. Temperatur in der Höhe

Das Muster der Temperaturdifferenz (zwischen 20C - 20C-SI) in verschiedenen Höhen liefert einen Hinweis darauf, ob das Erwärmungssignal am Boden auch Einfluss auf die Dynamik der Atmosphäre hat. Barokline Strukturen (zum Beispiel Abkühlung in der Höhe über Erwärmung am Boden, Vorzeichenwechsel der Temperaturdifferenz) oder Temperaturänderungen außerhalb der Region, in der die SIC verändert wurde, deuten darauf hin.

In Abb. 4.6 wird deutlich, dass die Fläche der Erwärmung in der Arktis im 850 hPa Niveau im Vergleich zur 2 m Temperatur (Abb. 4.3b) zunimmt und die räumliche Struktur erhalten bleibt. Ab 700 hPa Höhe spaltet sich das Signal in einen Tripol auf, mit Zentren über Grönland und der Hudson Bay, der Karasee und Ostsibirien. Die Amplitude der Erwärmung nimmt bis 500 hPa ab und ist in 300 hPa nicht mehr vorhanden. Die Abkühlung über Sibirien ist bis in eine Höhe von 500 hPa statistisch signifikant, von ähnlicher Stärke (-1 K bis -2 K) und weist eine barotrope Struktur auf.

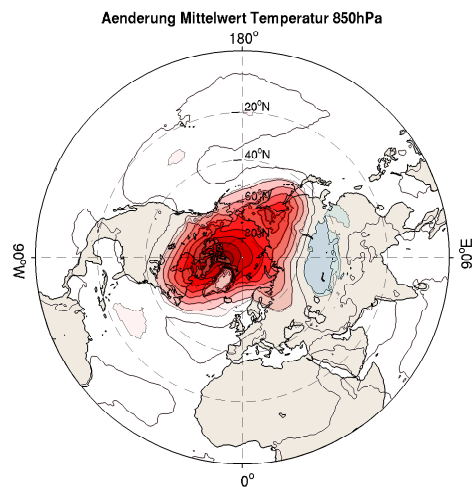
Obwohl sich die SST nur in der Arktis, durch die vollständige Reduktion des Meereises, ändert, ist über dem Nordatlantik erst im 700 hPa Niveau ein Temperatursignal zu erkennen, welches nicht auf eine Änderung am Boden zurückzuführen ist. Bei 50°N kühlt sich die Atmosphäre vom 700 hPa bis zum 300 hPa Niveau jeweils um ca. $-0,6\text{ K}$ ab, während südlich davon, bei 30°N , eine etwa gleich starke Erwärmung stattfindet. Diese Erwärmung ist in 700 hPa und 500 hPa Höhe gleich stark, schwächt sich im 300 hPa Niveau auf fast null ab. Die Atmosphäre weist im 300 hPa Niveau mehrere Regionen mit einer Abkühlung von ca. $-0,5\text{ K}$ auf, dagegen nur zwei sehr kleine Gebiete mit Erwärmung (Japanisches Meer und Nordatlantik bei 30°N).

Somit wird noch einmal deutlich, dass die Änderungen der Temperatur im 20. Jahrhundert, durch eine meereisfreie Arktis, in ihrer Ausdehnung und Stärke beschränkt sind. Ähnliche Experimente, wie sie in *Newson* (1973); *Warshaw und Rapp* (1973); *Royer et al.* (1990); *Murray und Simmonds* (1995) durchgeführt wurden, kommen zu vergleichbaren Ergebnissen bei den Temperaturänderungen (räumliche und vertikale sowie horizontale Verteilung), jedoch werden die Amplituden der Signale kleiner, je höher die Modelle mit der Zeit aufgelöst werden konnten.

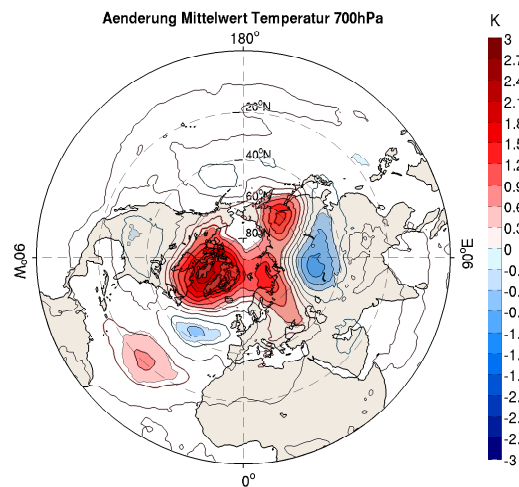
4.2.4. Meridionaler Temperaturgradient

Der Meridionale Temperaturgradient (MTG) der bodennahen atmosphärischen Schichten zwischen den hohen und niederen Breiten ist der Hauptantrieb der großskaligen atmos-

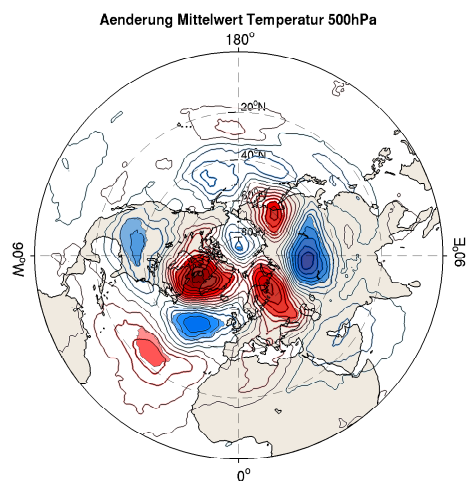
(a) 850 hPa



(b) 700 hPa



(c) 500 hPa



(d) 300 hPa

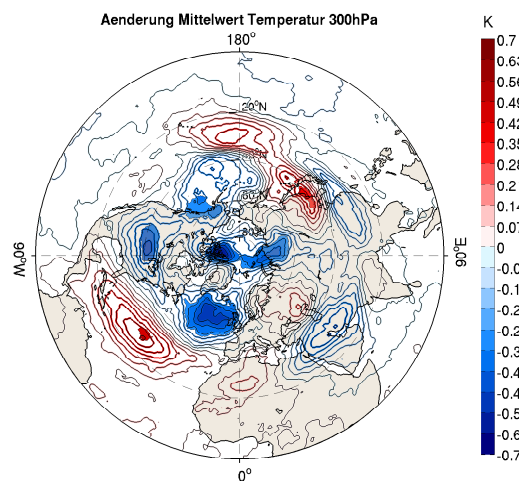


Abbildung 4.6.: Temperaturdifferenz der mittleren räumlichen Verteilung zwischen $20C - 20C_{SI}$ auf vier Höhenlevel im Winter (JFM) in K. Statistisch signifikante Änderungen (Student's t -Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt. Höhenlevel: (a) 850 hPa (b) 700 hPa (c) 500 hPa (d) 300 hPa. Unterschiedliche Farbskala beachten.

phärischen Zirkulation (Kapitel 1.2). Nach *Jain et al.* (1999) besitzt er einen großen Einfluss auf das Klimasystem. Er ist ein Maß für die Baroklinität der Atmosphäre, die wiederum für die Entwicklung der Wettersysteme wichtig ist (*Peixoto und Oort*, 1992, S. 142). Außerdem beschreibt er die Stärke der außertropischen, über die Höhe gemittelten, zonalen Strömung über die thermische Windgleichung (*Peixoto und Oort*, 1992, S. 155), s. Kapitel 4.6.2. Nicht zuletzt beeinflusst er, nach *Jain et al.* (1999), die Lage und Stärke der HZ (s. Kapitel 4.6.3)

sowie der subtropischen Hoch- und subpolaren Tiefdruckgebiete (s. Kapitel 4.1).

In Anlehnung an *Stone und Miller* (1980, S. 1709) und *Gitelman et al.* (1997, S. 1243) wurde der MTG in dieser Arbeit wie folgt definiert: Der Temperaturgradient wird aus der Differenz zwischen zwei zonal gemittelten Breitengradbändern der Temperatur im Abstand von 30° berechnet (das heißt Breitenintervall = 30°), wobei die Breitengradbänder jeweils ein meridionales Mittel über 5° darstellen. Somit ist gewährleistet, dass bei der Betrachtung des MTG breitengradabhängige Veränderungen betrachtet werden können. Das Breitenintervall "60/90" in Abb. 4.7 bedeutet demnach eine Differenz zwischen den Breitengradbändern 55°N - 60°N und 85°N - 90°N .

Aus dem mittleren Zustand des MTG im 20C_SI in Abb. 4.7a ist zu erkennen, dass der MTG in Bodennähe am stärksten ist und mit der Höhe schnell abnimmt. In der Nähe des Nordpols und des Äquators ist der MTG in allen Schichten am geringsten, das Maximum liegt zwischen 35°N - 65°N (1000 hPa) und 25°N - 50°N (ab 850 hPa aufwärts). Zwischen 700 hPa und 400 hPa Höhe liegen das Maximum und der Verlauf des MTG über die Breitenintervalle dicht beieinander.

Die Verlagerung des maximalen MTG in den bodennahen Schichten nach Norden, gegenüber höheren Schichten, erklärt sich durch den unterschiedlich starken meridionalen Wärmetransport der Ozeane und der Atmosphäre, der in Abb. 4.8 dargestellt ist. Der nordwärtige Wärmetransport, der durch die Ozeane geleistet wird, entspricht etwa einem Drittel des Transports durch die Atmosphäre. In der Nähe des Äquators (zwischen 10°N - 20°N) transportieren die Ozeane im Maximum 2 PW Energie Richtung Nordpol und verschieben dadurch gewissermaßen den maximalen MTG der untersten Höhengniveaus nach Norden. Denn die Wärmeenergie die der Ozean über seine Oberflächentemperatur an die Atmosphäre abgibt, kann nicht beliebig weit hoch in die Atmosphäre gelangen, sondern erwärmt in erster Linie die oberflächennahen Schichten.

Die Abschwächung des MTG mit der Höhe ist ein Resultat der unterschiedlichen Strahlungs-

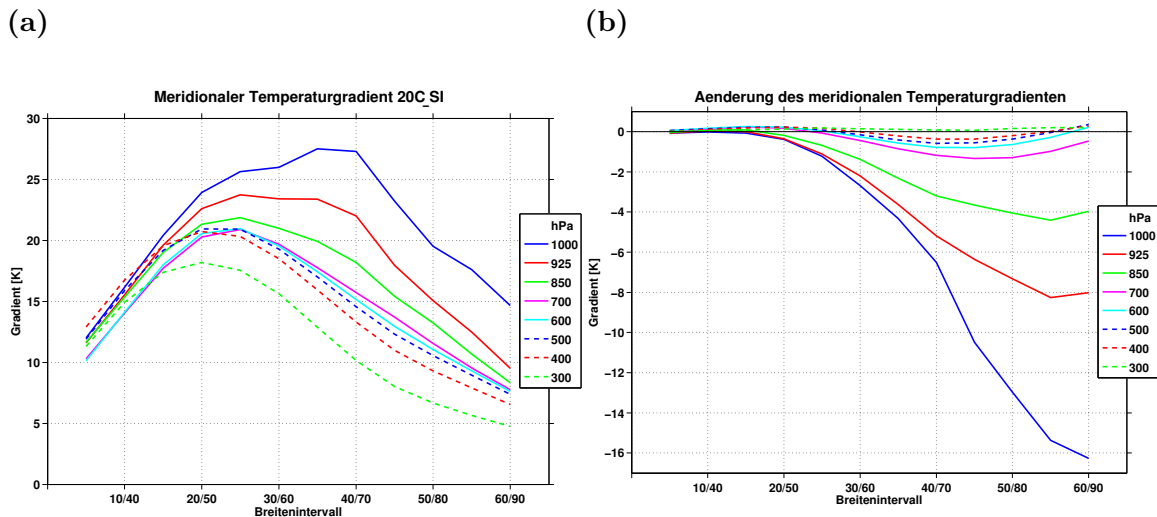


Abbildung 4.7.: Meridionaler Temperaturgradient im Winter (JFM) in K pro Breitenintervall, aufgetragen über verschiedene Breitenintervalle. (a) Mittlerer Gradient im 20C_SI. (b) Differenz 20C - 20C_SI. Farbige Linien repräsentieren verschiedene Höhenlevel in hPa (Legende).

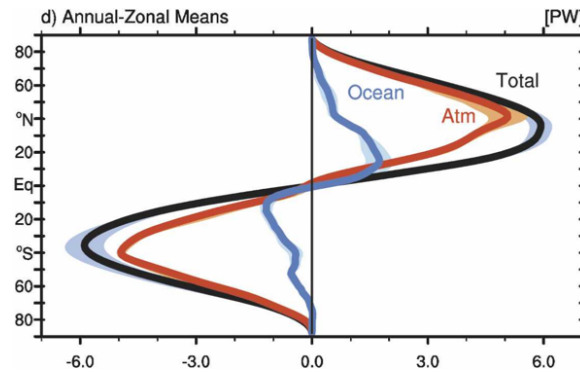


Abbildung 4.8.: Zonale Jahresmittel des meridionalen Wärmetransports in PW (10^{15} W), aufgetragen über geographischer Breite und meridionalen Wärmetransport. Aus Fasullo und Trenberth (2008, Abb. 7d). Schwarz: Gesamttransport (Ozean + Atmosphäre), rot: Atmosphäre, blau: Ozeane

bilanz in verschiedenen Höhen der Atmosphäre. An der Erdoberfläche wird die Temperatur vornehmlich über einfallende kurzwellige und ausgehende langwellige Strahlung bestimmt. Kurzwellige Strahlung erwärmt (in Abhängigkeit von u.a. Albedo und Einfallswinkel) die Oberfläche und erhöht die Lufttemperatur. In höheren Schichten der Atmosphäre wird der größte Teil der kurzwelligen Strahlung transmittiert, wodurch diese sich weniger stark erwärmen kann (als am Boden) und sich kleinere meridionale Temperaturgradienten aufbauen. Dies ist auch im zonal gemittelten Temperaturfeld (Abb. 4.5) zu erkennen, in dem die Isothermen ab 400 hPa bis 500 hPa Höhe weniger stark (in meridionaler Richtung) geneigt sind, als in bodennahen Schichten.

Im Experiment (20C) erwärmt sich vor allem der polare Bereich in Bodennähe, was zu einer Reduktion des MTG in den hohen Breiten und den untersten drei Druckniveaus führt, Abb. 4.7b. Im 1000 hPa Niveau wechselt der MTG zwischen Nordpol und 60°N das Vorzeichen, so dass es in der Nähe des Nordpols (im 20C) wärmer als in südlicheren Breiten ist. Je südlicher das Breitenintervall liegt, über den der MTG berechnet wurde, desto schwächer wird dieser und ändert sich nicht mehr südlich von ca. 50°N . Von einer Abnahme des MTG sind nur die untersten drei Höhenniveaus (1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa) betroffen, wobei die Reduktion im 850 hPa Niveau, im Vergleich zum 1000 hPa Niveau mit bis zu -15 K pro Breitenintervall, nur bis zu -5 K beträgt.

Die Abschwächung des MTG im 20C gegenüber 20C-SI sollte sich in Änderungen der Dynamik der Atmosphäre niederschlagen. So werden die meridionalen SLP-Gradienten im 20C kleiner (Abb. 4.1b), was wiederum zu einer Abnahme der Gesamtvarianz im SLP führt (Abb. 4.2b). Da der Antrieb der großräumigen Zirkulation geringer wird, sind Änderungen in der Massenstromfunktion und der Lage des HZ zu erwarten, Kapitel 4.6.3.

4.3. Geopotential

Das Geopotential auf einem bestimmten Druckniveau, z.B. 500 hPa, ist ein Maß der Schichtmitteltemperatur der darunter liegenden Luftsäule, da die Temperatur über die Dichte der Luft die Höhe der Säule (bei gleichem Druck am Boden) bestimmt. Somit erklärt sich auch die sehr zonale Struktur des mittleren Geopotentials auf 500 hPa im Winter (JFM), Abb.

4.9a, die warme Luft (relativ große Schichtdicke) im äquatorialen und kalte Luft (relativ geringe Schichtdicke) im polaren Bereich aufweist. Die Isohypsen (Linien gleichen Geopotentials) bilden eine, auf den Nordpol konzentrierte, ringförmige Struktur mit dem stärksten meridionalen Gradienten zwischen 40°N und 60°N.

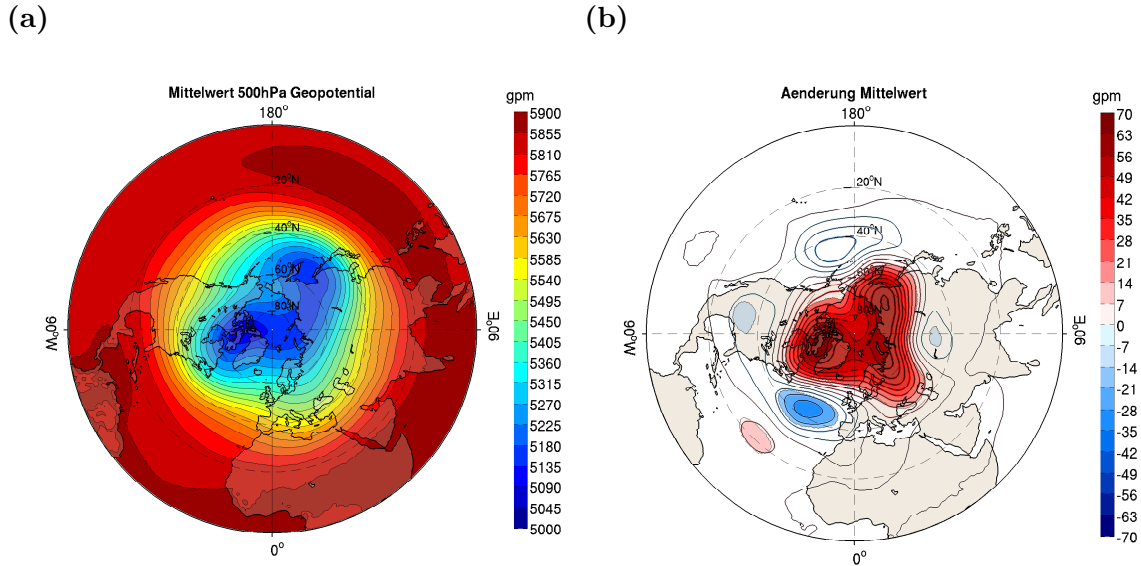


Abbildung 4.9.: 500 hPa Geopotential im Winter (JFM) in gpm. (a) Mittleres Geopotential im 20C-SI. (b) Differenz 20C - 20C-SI. Statistisch signifikante Änderungen (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.

In Abb. 4.9b ist die Differenz des Geopotentials im 500 hPa Niveau zwischen 20C und 20C-SI dargestellt. Über der Arktis erhöht sich das Geopotential um +20 gpm bis +70 gpm und weist drei Maxima über Grönland/Baffin Bay, der Karasee und Ostsibirien auf. Das Erhöhungsmuster bedeutet eine Abschwächung des Polarwirbels im Winter (JFM) im 20C, was ein Resultat der starken Erwärmung in Bodennähe (Abb. 4.3b) und des schwächeren MTG (Abb. 4.7b) ist. Zugleich ist die räumliche Struktur der Zunahme des Geopotentials mit der der Temperaturänderung im 850 hPa Niveau vergleichbar (Abb. 4.6a). Obwohl über der zentralen Arktis die Temperatur im 500 hPa Niveau (Abb. 4.6c) deutlich weniger steigt und der SLP (Abb. 4.1b) sinkt, nimmt das Geopotential im 500 hPa zu, da die Erwärmung am Boden so extrem stark ist, dass alle anderen Signale überlagert werden.

Die Abnahme des Geopotentials im 500 hPa Niveau über Sibirien, Nordamerika sowie das Signal über dem Nordatlantik (Zunahme bei 20°N, Reduktion bei 50°N) müssen aus einer dynamischen Veränderung resultieren, da im 20C und 20C-SI jeweils mit identischen Randbedingungen am Boden gestartet wird, sich das Geopotential in 500 hPa Höhe jedoch ändert (Abnahme). Die gleichen Strukturen sind auch in den Temperaturänderungen in Abb. 4.6 zu sehen. Besonderes Augenmerk liegt dabei auf dem Nordatlantik, da hier erst ab 700 hPa Änderungen in der Temperatur (Abb. 4.6b) sichtbar werden. Royer *et al.* (1990) vermuten hier einen dynamischen Prozess der durch die SLP-Abnahme (Abb. 4.1b) in der Region angetrieben wird. Sinkt der SLP, nimmt die Konvergenz in Bodennähe zu, was wiederum dazu führt, dass Luft aufsteigen muss. Vermehrt aufsteigende (absinkende) Luftmassen führen,

durch adiabatische Expansion (Kompression), zu einer Abkühlung (Erwärmung) in höheren Schichten der Atmosphäre. Das ist ein Hinweis auf mögliche Änderungen der großräumigen Zirkulation (meridionale Umwälzbewegung), s. Kapitel 4.6.

Am Oberrand der Troposphäre, in 300 hPa, sehen die Änderungen des Geopotentials nahezu identisch zum 500 hPa Niveau aus, Abb. 4.10b. Die Tripolstruktur der Hebung des Geopotentials über der arktischen Region wird hier noch deutlicher, da der Einfluss der Abkühlung in der Höhe (Abb. 4.6c+d) der starken Erwärmung am Boden entgegenwirkt. Bereiche der Reduktion des Geopotentials zeigen weiterhin eine barotrope Struktur auf. Aus der mittleren räumlichen Verteilung der 300 hPa Geopotentialflächen im 20C_SI, Abb. 4.10a, wird ersichtlich, dass sich der meridionale Geopotentialgradient mit der Höhe intensiviert. Während im 500 hPa Niveau die Differenz zwischen dem höchsten (Äquator) und niedrigsten Wert (Nordpol) 900 gpm beträgt, liegt sie im 300 hPa Niveau bei 1400 gpm. Der Jetstream, ein thermischer Wind, erreicht dadurch in dieser Höhe sein Maximum.

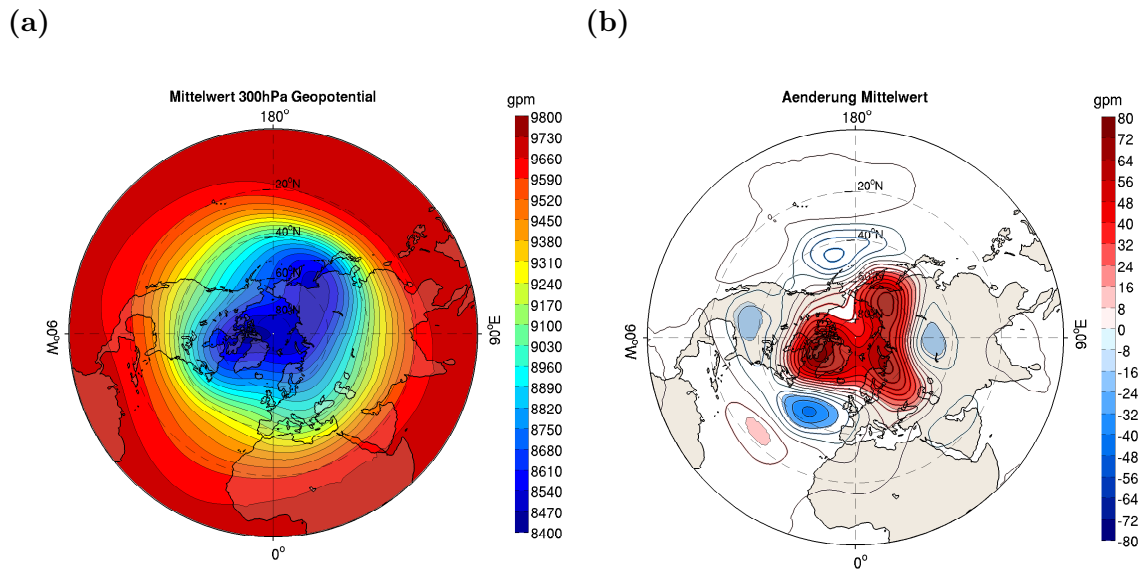


Abbildung 4.10.: 300 hPa Geopotential im Winter (JFM) in gpm. (a) Mittleres Geopotential im 20C_SI. (b) Differenz 20C - 20C_SI. Statistisch signifikante Änderungen (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.

Die starke Erwärmung in bodennahen Schichten überlagert alle anderen Signale in höheren Schichten. Um diesen störenden Faktor zu umgehen, bietet sich ein Blick auf die Schichtdicke zwischen zwei Höhenniveaus (relative Topographie) an, die ein Maß für die Schichtmitteltemperatur ist. Dabei wird die Differenz zwischen 1000 hPa - 500 hPa sowie 300 hPa - 500 hPa berechnet und erlaubt eine Betrachtung der relativen Änderung dieser Schichten. In Abb. 4.11a ist der Sachverhalt schematisch dargestellt.

Wird z.B. nur die untere Luftschicht, durch die lokale Erwärmung der Arktis, erwärmt und dehnt sich dadurch aus, kann die relative Schichtdicke zwischen 300 hPa - 500 hPa unverändert bleiben. Abb. 4.12a zeigt eine signifikante Zunahme der Schichtdicke des unteren Teils der Troposphäre (1000 hPa - 500 hPa) über Nordkanada und dem arktischen Ozean um bis zu +90 gpm, gegenüber 20C_SI. Im oberen Teil der Troposphäre (zwischen 300 hPa und

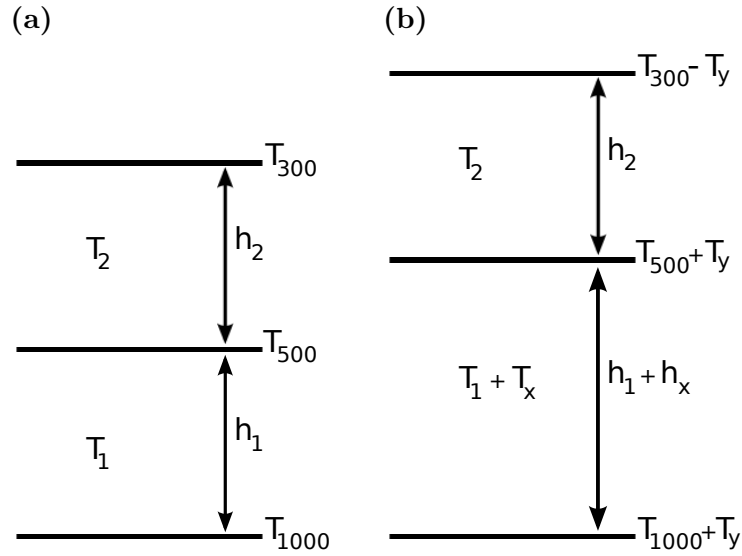


Abbildung 4.11.: Schema der relativen Topographie. Schichtdicken h und Schichtmittelttemperaturen T zwischen 1000 hPa - 500 hPa (h_1 , T_1) und 300 hPa - 500 hPa (h_2 , T_2). (a) 20C-SI, (b) 21C-SI.

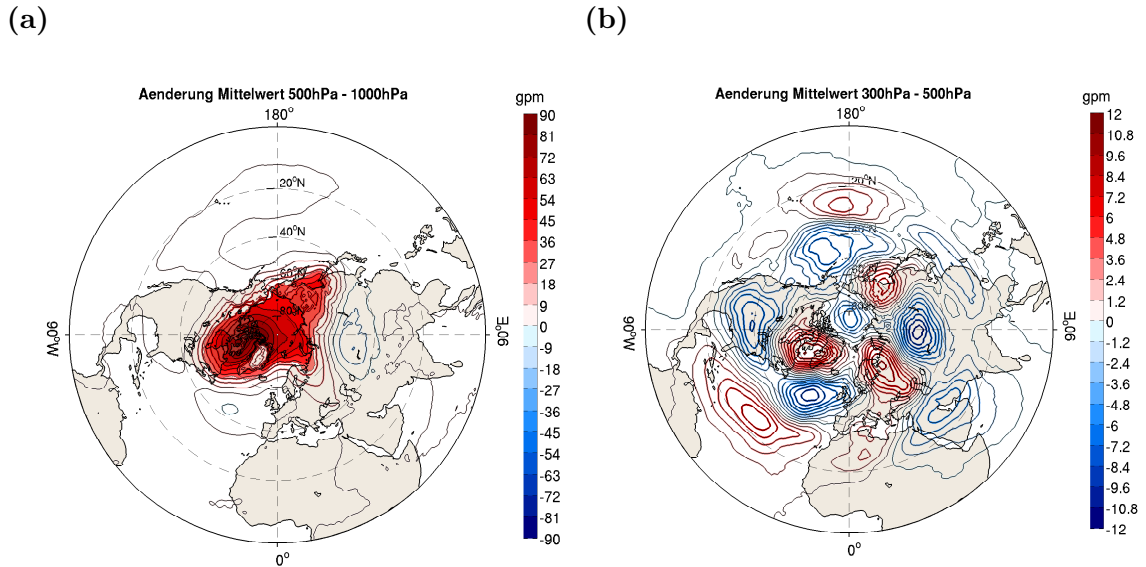


Abbildung 4.12.: Änderung der Schichtdicke (20C - 20C-SI) im Winter (JFM) in gpm. Farblich hinterlegt sind Regionen in denen das Verhältnis der absoluten Differenz zur zeitlichen STD im 20C-SI ≥ 1 ist. (a) 500 hPa - 1000 hPa, (b) 300 hPa - 500 hPa.

500 hPa) in Abb. 4.12b ändert sich die Schichtdicke, und damit auch die Schichtmittelttemperatur, nicht. Eine höhere Schichtmittelttemperatur zwischen 1000 hPa - 500 hPa bedeutet, dass die Temperatur im 500 hPa Niveau im 20C höher ist, als im 20C-SI. Damit die Schicht-

mitteltemperatur im oberen Teil der Troposphäre im 20C und 20C-SI gleich bleibt, muss die Temperatur im 300 hPa, gegenüber 20C-SI, sinken. Zum besseren Verständnis ist dies in Abb. 4.11b zu sehen. Eine solche Abkühlung ist in Abb. 4.6d im 300 hPa Niveau zu erkennen. Die Abnahme der Temperatur im 300 hPa Niveau kann nur durch zwei Faktoren erreicht werden: (i) ein veränderter vertikaler Temperaturgradient mit der Höhe (stärkerer Gradient), oder (ii) eine Anhebung der Tropopause¹. Beide Möglichkeiten sind in Abb. 4.13 dargestellt.

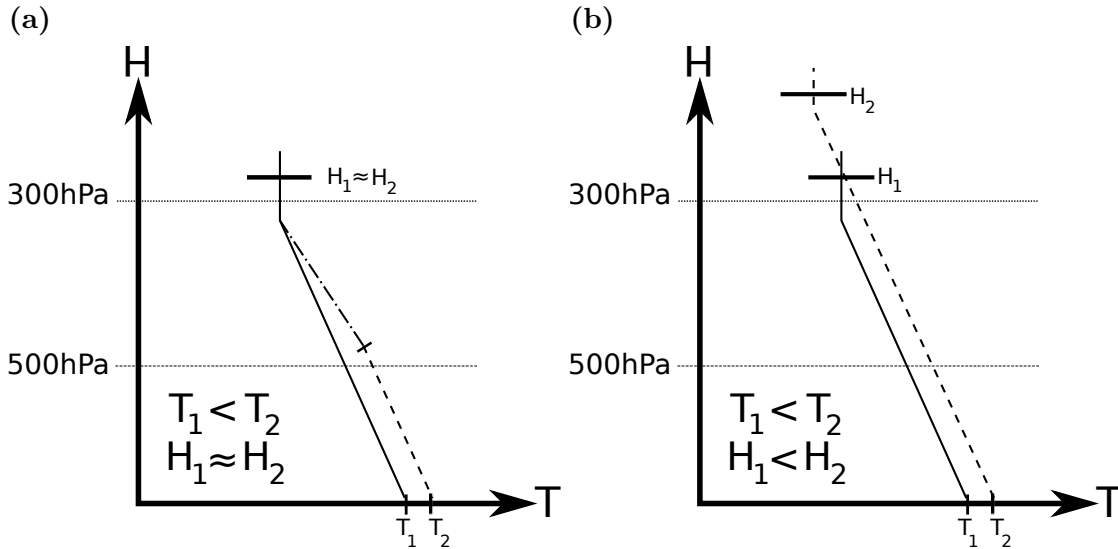


Abbildung 4.13.: Schematische Darstellung der Möglichkeiten (i) und (ii), siehe Text. Temperatur T am Boden und Tropopausehöhe H für 20C-SI (Index 1) und 21C-SI (Index 2). (a) Tropopausehöhe bleibt unverändert ($H_1 \approx H_2$), da zwischen 300 hPa und 500 hPa der vertikale Temperaturgradient ansteigt, (b) Anhebung der Tropopause ($H_1 < H_2$) bei konstantem vertikalen Temperaturgradienten.

Der trockenadiabatische Temperaturgradient beträgt ca. 1 K pro 100 m, während der feuchtadiabatische bei Werten zwischen ca. 0,3 K und 1 K pro 100 m liegt, da letzterer vom Feuchtegehalt der Luft abhängt (DWD, 1987). Für Fall (i) müsste sich die Feuchte oberhalb des 500 hPa Niveaus verringern, um eine Intensivierung des Gradienten zu erreichen (Abb. 4.13a). In diesem Experiment gibt es keine Anzeichen, dass sich der Wasserdampfgehalt der oberen Troposphäre im 20C gegenüber 20C-SI ändert. Die räumlich begrenzte Erwärmung der unteren Troposphäre in den hohen Breiten (s. Abb. 4.5) ist ein Hinweis dafür, dass die Feuchte der oberen Troposphäre unverändert bleibt. Daher ist eine Anhebung der Tropopause (Fall (ii), Abb. 4.13b) der wahrscheinlichere Fall, um die Temperatur im 300 hPa Niveau, gegenüber 20C-SI, zu senken. Eine ausführlichere (und damit umfangreiche) Analyse konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt werden.

¹Grenze zwischen Troposphäre und Stratosphäre. Temperaturgradient für 2 km kleiner als 0,2 K pro 100 m (Roe und Jasperson, 1981)

4.4. Wärmeflüsse

Die Atmosphäre und der Ozean bilden Wärmereservoirs (Ozean \gg Atmosphäre), zwischen denen Energie in zwei verschiedenen Formen, der latenten und fühlbaren Wärme, ausgetauscht wird. Latente Energie ist quasi in aufsteigenden Luftmassen versteckt, da beim Verdunstungsprozess an der Meeresoberfläche Energie aus dem Ozean genommen und in Form von Wasserdampf gespeichert wird. Bei der Kondensation zu Wasser in höheren Schichten der Troposphäre wird diese wieder frei gesetzt. Fühlbare Wärme ist die fühlbare Wärme. In Abb. 4.14a und Abb. 4.15a sind die mittleren Wärmeflüsse im 20C_SI (JFM) dargestellt und so definiert, dass der Fluss vom Ozean in die Atmosphäre positiv ist.

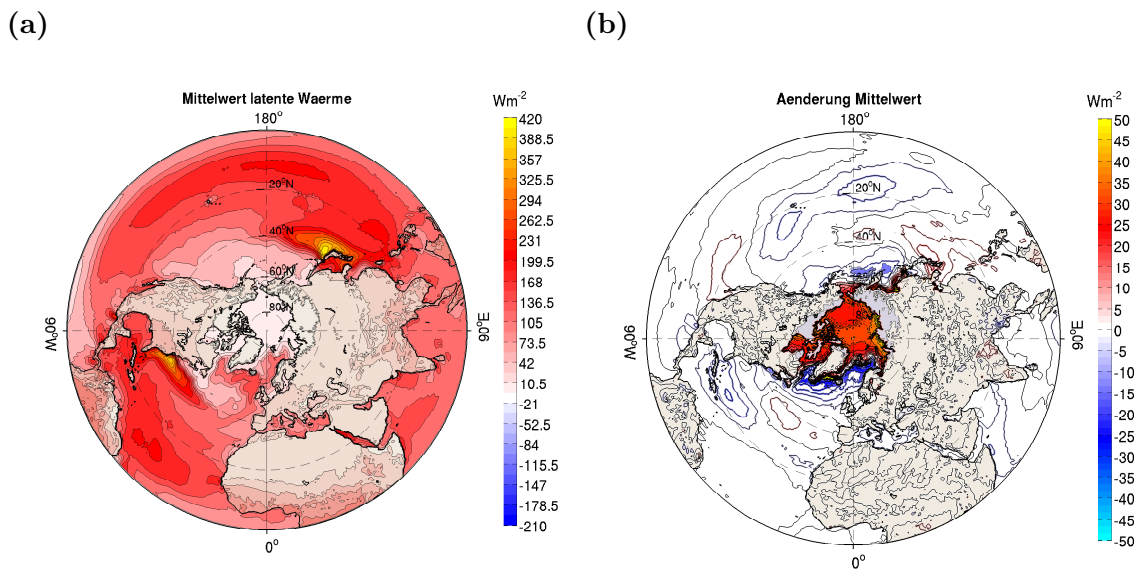


Abbildung 4.14.: Latenter Wärmefluss im Winter (JFM) in Wm^{-2} . (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI. (b) Differenz 20C - 20C_SI, farbig hinterlegt sind Regionen in denen das Verhältnis der absoluten Differenz zur zeitlichen STD im 20C_SI ≥ 1 ist.

Im Winter wird vor allem über den Ozeanen latente Wärme an die Atmosphäre abgegeben, Abb. 4.14a. Gut zu erkennen sind die zwei wärmsten oberflächennahen Meeresströmungen, der Golfstrom im Atlantik und der Kuroshio im Pazifik, die bis zu 400 Wm^{-2} latenter Wärme an die Atmosphäre abgeben. Der hohe Sättigungsdampfdruck (in Abhängigkeit von Temperatur, Wasserdampfsättigungskurve, Clausius-Clapeyron-Gleichung²) in Verbindung mit einer kräftigen Grundströmung, führt zu solch hohen Verdunstungsraten. Auch in der Arktis findet ein kleiner latenter Wärmefluss in die Atmosphäre statt (Größenordnung $\leq 10 \text{ Wm}^{-2}$), der im Experiment signifikant um $+25 \text{ Wm}^{-2}$ bis $+50 \text{ Wm}^{-2}$ gegenüber 20C_SI zunimmt, Abb. 4.14b. Über einer offenen Wasserfläche kann deutlich mehr Wasser verdunsten als über Meereis, das eine isolierende Wirkung auf den latenten Wärmefluss zwischen Ozean und Atmosphäre hat. Der verstärkte latente Wärmefluss in die Atmosphäre ist in der zentralen

²1834 von Benoît Paul Émile Clapeyron (* 26. Januar 1799 in Paris; † 28. Januar 1864 ebenda), französischer Physiker, später von Rudolf Julius Emanuel Clausius (* 2. Januar 1822 in Köslin; † 24. August 1888 in Bonn), deutscher Physiker, weiter entwickelt.

Arktis geringer als entlang der arktischen Küstengebiete, der Hudson Bay und der Ostküste Asiens (südwärts bis 50°N) mit Änderungen von bis zu $+100\text{ Wm}^{-2}$. Dort kann latente Wärme durch trockene kontinentale Winde in Bodennähe (Abb. 4.1) einerseits schneller wegadvehiert werden und andererseits über die Erwärmung der Luft (Abb. 4.3b) vermehrt latente Wärmeenergie aufnehmen.

Über den angrenzenden Ozeanen, Nordatlantik (Beringsee, östlich Grönland, Labradorsee, Ostküste Nordamerikas bis 40°N) und Nordpazifik, sinkt der Fluss latenter Wärme in die Atmosphäre um bis zu -30 Wm^{-2} . Diese Regionen sind im 20C-SI durch trockene und kalte West- bis Nordwestwinde geprägt, die für einen relativ hohen latenten Wärmefluss in die Atmosphäre verantwortlich sind. Im 20C gelangen in diese Gebiete wärmere und feuchtere Luftmassen aus der erwärmten Arktis (Abb. 4.1 und Abb. 4.3b), die, durch den verringerten vertikalen Temperaturgradient zwischen Ozean und Atmosphäre, weniger latente (und fühlbare) Wärme aufnehmen können.

Die räumlichen Muster der Änderung von latenten (Abb. 4.14b) und fühlbaren Wärmeflüssen (Abb. 4.15b) sind sehr ähnlich. Der fühlbare Wärmefluss wird maßgeblich durch die Temperaturdifferenz zwischen Ozean und Atmosphäre sowie die Windgeschwindigkeit bestimmt (jeweils direkt proportional zum fühlbaren Wärmefluss). Während die Atmosphäre über der zentralen Arktis im 20C-SI ca. $+15\text{ Wm}^{-2}$ mehr fühlbare Wärme als im 20C aufnimmt, steigen diese Werte entlang der arktischen Küsten, der Hudson Bay und der Ostküste Asiens (bis 40°N) auf über $+80\text{ Wm}^{-2}$. Wie beim latenten Wärmefluss sorgen kalte Winde aus kontinentalen Gebieten für eine große vertikale Temperaturdifferenz und somit einen großen fühlbaren Wärmefluss vom Ozean in die Atmosphäre. Durch den Aufbau des Experiments (konstante SST), kann sich die Ozeanoberfläche nicht abkühlen und stellt eine unendliche Wärmequelle dar. Die erwärmten Luftmassen aus der Arktis und die geringere

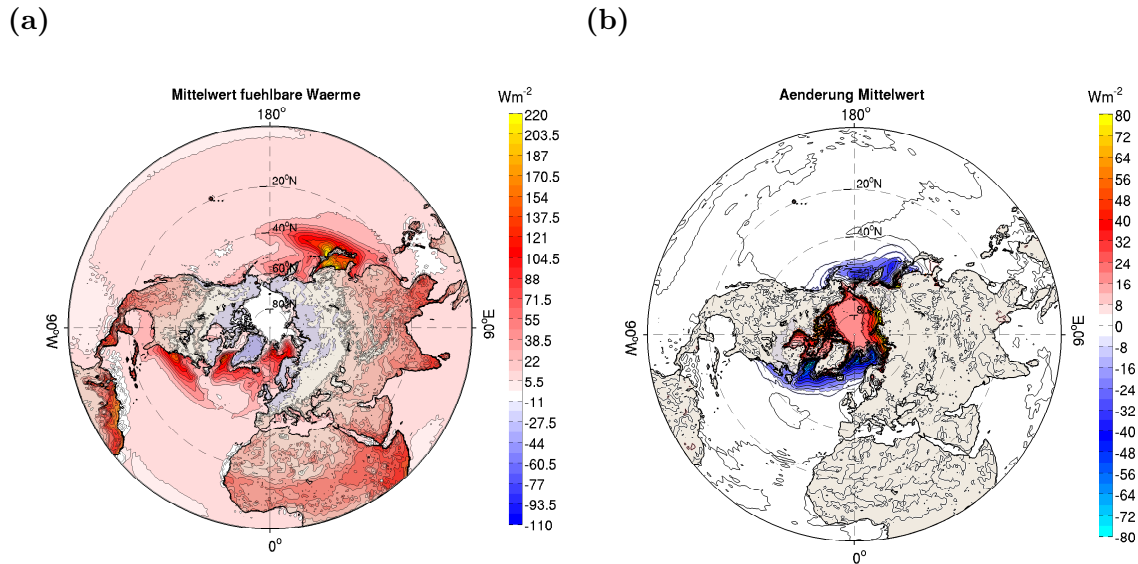


Abbildung 4.15.: Fühlbarer Wärmefluss im Winter (JFM) in Wm^{-2} . (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C-SI. (b) Differenz 20C - 20C-SI, farbig hinterlegt sind Regionen in denen das Verhältnis der absoluten Differenz zur zeitlichen STD im 20C-SI ≥ 1 ist.

Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe (s. Kapitel 4.6.1) verursachen eine drastische Reduktion des fühlbaren Wärmeflusses vom Ozean in die Atmosphäre (ca. -50 Wm^{-2}) über dem Nordatlantik und -pazifik, auf Werte nahe null.

Änderungen der Wärmeflüsse zwischen 20C und 20C-SI sind auf die hohen Breiten und auf Regionen über den Ozeanen begrenzt. Da sich bei konstanter SST weder Lufttemperatur (Abb. 4.3b) noch Windgeschwindigkeit (Abb. 4.18b) in den unteren Atmosphärenschichten südlich von ca. 40°N ändern, sind keine Abweichungen der Wärmeflüsse südlich von 40°N zu erwarten.

4.5. Niederschlag

Der Gesamtniederschlag setzt sich aus dem großräumigen (stratiformen) und konvektiven Niederschlag, als Regen und Schnee, zusammen und wird in Einheiten von $\text{mmMonat}^{-1}\text{m}^2$ angegeben. In Abb. 4.16a wurde das zonale Mittel des Gesamtniederschlags für 20C-SI (blaue Linie) und 20C (rote Linie) berechnet. Deutlich zu erkennen ist das Maximum in den Tropen, worauf das Minimum in den Subtropen (Absinkgebiete) folgt. Anschließend nimmt der Niederschlag in der Westwindzone zu, um ab 60°N bis zum Nordpol auf Werte ähnlich denen in den Subtropen abzufallen. Der wesentliche Unterschied im Experiment liegt genau hier, da nördlich von 65°N der Niederschlag zunächst konstant bleibt und ab 80°N zum Pol hin sogar zunimmt. Direkt über der Arktis (nördlich 80°N) fällt im 20C doppelt so viel Niederschlag, wie im 20C-SI.

Zum einen wird durch die offene (und vergleichsweise warme) Wasserfläche im 20C die Verdunstung, gegenüber einer geschlossenen Eisdecke im 20C-SI, gefördert und verstärkt latente Wärme in die Atmosphäre transportiert (Abb. 4.14b). Zum anderen nimmt die

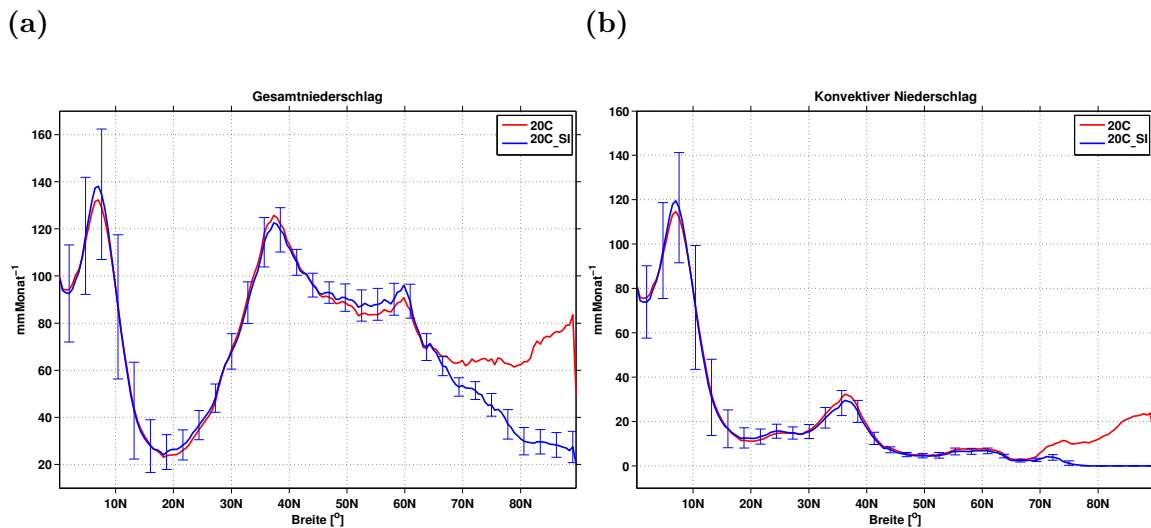


Abbildung 4.16.: Zonal gemittelter Niederschlag im Winter (JFM), aufgetragen über Niederschlagsmenge in mmMonat^{-1} und geographischer Breite. (a) Gesamtniederschlag im 20C-SI (blau) und 20C (rot). Vertikale Balken (blau) repräsentieren ± 1 STD in der Zeit. (b) Konvektiver Niederschlag wie in (a).

vertikale Geschwindigkeit durch die Abnahme des SLP (Abb. 4.1b) zu, da verstärkte Konvergenz in Bodennähe in einer vertikalen Bewegung resultieren muss (sogenannte low-level-convergence), was dann wiederum zwangsläufig zu Kondensation und Niederschlag führt. Der konvektive Niederschlag in Abb. 4.16b ist ein weiteres Element zum Verständnis des Effekts von Meereis auf das Klima. Ab 75°N nordwärts gibt es im 20C-SI keinen konvektiven Niederschlag, was sich ohne Meereis im 20C drastisch ändert. Hier nimmt die konvektive Niederschlagsform nördlich von 70°N auf Werte ähnlich denen zwischen 30°N und 40°N zu. Damit beträgt der Anteil des konvektiven Niederschlags am Gesamtniederschlag im 20C ca. 20 % - 30 %. Durch das Freisetzen latenter Wärme bei Kondensation wird die untere Troposphäre erwärmt, was in Abb. 4.5 sehr gut zu erkennen ist. Da die Zunahme des konvektiven Niederschlags geringer als die Änderungen im Gesamtniederschlag ist, wird Feuchtigkeit zum Teil aus anderen Gegenden heranadvehiert (Tiefdruckgebiete).

Die geographische Verteilung der Niederschlagsänderung zwischen 20C und 20C-SI in Abb. 4.17b zeigt, dass es in der Arktis über den im 20C meereisfreien Flächen signifikante Zunahmen gibt. Die größte Steigerung findet in der zentralen Arktis statt ($+50 \text{ mmMonat}^{-1}$) und nimmt zu den arktischen Küsten hin ab ($+20 \text{ mmMonat}^{-1}$). Außerdem fällt deutlich mehr Niederschlag über dem Ochotskischen Meer und an der Ostküste Grönlands (je bis $+100 \text{ mmMonat}^{-1}$).

Gebiete einer Niederschlagsreduktion sind räumlich lokaler ausgeprägt und befinden sich über dem Nordatlantik sowie entlang von Gebirgszügen: Westküste Norwegen, Alpen und Westküste Kanada (je ca. -40 mmMonat^{-1}). Durch den Anstieg des SLP über Nordeuropa und dem Nordatlantik (Abb. 4.1b) kommt es zu häufigeren blockierenden Hochdrucklagen, was die Niederschlagsmenge an den Staulagen der Gebirge (West- bis Nordwestseiten der Berge) reduziert. Über dem Ochotskischen Meer steigt, im Zuge der SLP-Abnahme, die

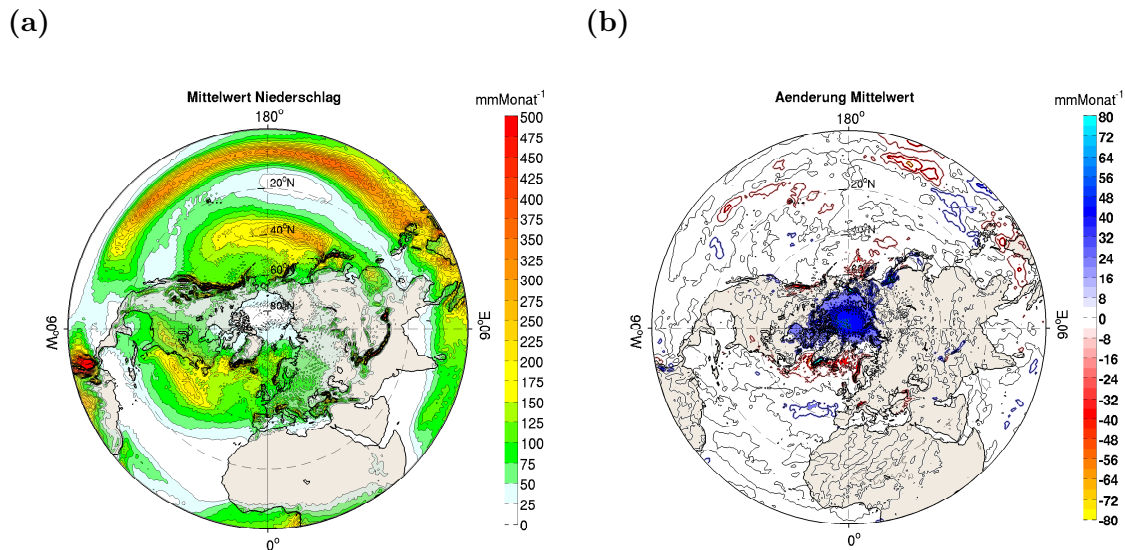


Abbildung 4.17.: Niederschlag im Winter (JFM) in mmMonat^{-1} . (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C-SI. (b) Differenz 20C - 20C-SI, farbig hinterlegt sind Regionen in denen das Verhältnis der absoluten Differenz zur zeitlichen STD im 20C-SI ≥ 1 ist.

Konvergenz in Bodennähe und führt zu einem Anstieg der Niederschlagsmenge.

Budikova (2009) fasst in ihrer Untersuchung zusammen, dass bei einer Reduktion von arktischem Meereis der Niederschlag im Winter bis in mittlere Breiten zunimmt und das großräumige Muster dem der negativen Phase der Nordatlantischen Oszillation (NAO) gleicht, das heißt im Winter ist es über Alaska und Nordeuropa feuchter, über dem Westen der USA und im Mittelmeerraum dagegen trockener. *Royer et al.* (1990) fanden in ihren Analysen über den Ozeanen eine Abnahme im Norden und Zunahme im Süden, die sie durch eine südwärtige Verlagerung des Island- und Aleutentiefs sowie eine Abschwächung der Hochdruckgebiete in den Subtropen erklären. Die von *Budikova* (2009) und *Royer et al.* (1990) beschriebenen Auswirkungen sind in diesem Modell nicht zu sehen. Frühere Analysen legten den Schwerpunkt der Auswertungen auf die reine Analyse der Muster, ohne konkret auf statistische Sachverhalte einzugehen, womit ein Vergleich an dieser Stelle schwer ist.

Außerdem merken *Royer et al.* (1990) an, dass die Arktis anscheinend keine Feuchtequelle für angrenzende Kontinente darstellt, da dort die Niederschlagsmenge nicht zunimmt (sich aber auch nicht verringert). Tatsächlich bleibt, wie im Experiment von *Royer et al.* (1990), auch im hiesigen Experiment die Bilanz zwischen Niederschlag und Verdunstung über den an der Arktis angrenzenden Landmassen im 20C und 20C_SI positiv, das heißt Niederschlag \geq Verdunstung (nicht gezeigt). Damit entfällt die Möglichkeit eines verstärkten Gletscher- und Schneedeckenwachstums durch erhöhte Niederschläge, wie sie von *Fletcher* (1968) und *Donn und Ewing* (1968) (in theoretischen Betrachtungen) vorgeschlagen wurde.

4.6. Atmosphärische Zirkulation

Dieser Teil befasst sich mit den großräumigen Bewegungen der Luftmassen, der atmosphärischen Zirkulation, die vorwiegend in horizontaler Richtung ablaufen. In der freien Atmosphäre sind die Antriebe in erster Näherung der Druckgradient und die Corioliskraft³, die zu einem quasigeostrophischen Gleichgewicht führen. Dadurch sind die Bewegungen nahezu parallel zu den Isobaren. Am Boden werden die Winde durch Reibung und kleinskalige Turbulenzen zum tiefen Druck hin abgelenkt.

Großräumige vertikale Bewegungen sind extrem klein, da der vertikale Druckgradient durch die Erdanziehungskraft nahezu ausbalanciert wird. Trotzdem spielen sie eine wichtige Rolle. Vertikale Winde in Tiefdruckgebieten oder durch Konvektion können dennoch sehr stark ausfallen.

4.6.1. 10 m Windgeschwindigkeit

Die Geschwindigkeit des Windes hängt direkt proportional von der Stärke des horizontalen Druckgradienten ab, der gut aus der räumlichen Verteilung des SLP in Abb. 4.1a abgeleitet werden kann. Je stärker der Druckgradient, desto stärker der Wind, der dem Gradienten entgegenwirkt. Des Weiteren wird die Stärke des Windes von der Reibung, vor allem der Reibung am Boden (Topographie), beeinflusst.

Die mittlere Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe ist daher z.B. über Wasser viel höher, als über Land, Abb. 4.18a. Im Bereich der Tiefdruckgebiete erreicht der Wind im Winter (JFM)

³Gaspard Gustave de Coriolis (* 21. Mai 1792 in Paris; † 19. September 1843 ebenda). Französischer Mathematiker und Physiker.

über 10 ms^{-1} (entspricht Windstärke 6 Bft bei einem Mittelwert über drei Monate). Durch das faktische Abschmelzen des Meereises in der Arktis verringert sich der Reibungskoeffizient, der im ECHAM5.3 Modell über Wasser stets kleiner ist als über Meereis (welcher wiederum über Meereis immer kleiner ist als über Land), und die 10 m Windgeschwindigkeit nimmt über im 20C meereisfreien Flächen signifikant um $+1 \text{ ms}^{-1}$ bis $+3 \text{ ms}^{-1}$ zu (Abb. 4.18b).

Über dem Nordatlantik und Teilen Mitteleuropas schwächt sich der 10 m Wind um ca. -1 ms^{-1} signifikant ab, da dort der horizontale Druckgradient im 20C gegenüber 20C-SI deutlich verringert wird (Abb. 4.1b). Ebenso flaut der 10 m Wind über Zentralasien um ca. $-0,5 \text{ ms}^{-1}$, im Bereich der Verstärkung und nordwärtigen Verlagerung des Sibirienhochs, ab. Die Abnahme des SLP über dem Nordatlantik zwischen 30°N und 50°N verursacht eine leichte Zunahme der 10 m Windgeschwindigkeit vor der Westküste Südeuropas ($+0,5 \text{ ms}^{-1}$), da dort der horizontale Gradient des SLP, zwischen Azorenhoch und Islandtief, im 20C im Norden abgeschwächt und im Süden südwärts verlagert wird.

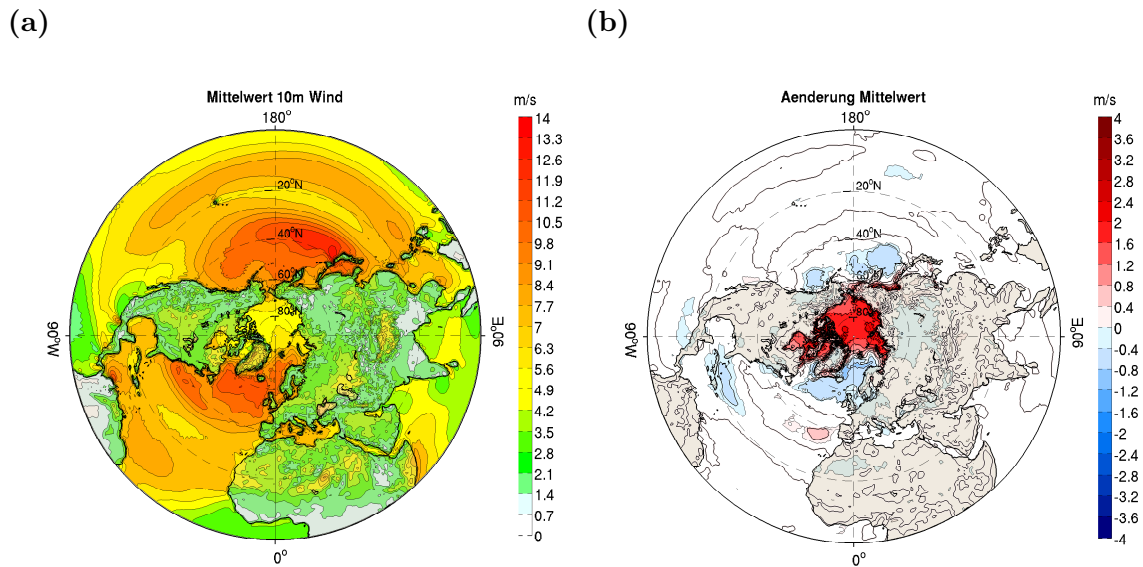


Abbildung 4.18.: Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe im Winter (JFM) in ms^{-1} . (a) Mittlere Windgeschwindigkeit im 20C-SI. (b) Differenz 20C - 20C-SI. Statistisch signifikante Änderungen (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.

4.6.2. Zonaler Wind

Von den relativ kleinskaligen Mustern der geographischen Verteilung nun der Blick in die Höhe zur zonal gemittelten Windgeschwindigkeit in Abb. 4.19 (positive Werte bedeuten Westwind, negative Ostwind). Die Konturlinien lassen den mittleren Zustand im 20C-SI, den starken Subtropenjet über 30°N sowie in 200 hPa Höhe mit Windgeschwindigkeiten bis zu 40 ms^{-1} (Westwind) und südlich davon die Ostwindkomponente der Passatwinde (maximal 5 ms^{-1}) erkennen. Nach Norden hin nimmt der zonale Wind rasch ab. Zwischen 40°N und 60°N ist der Polarjet (Westwind) andeutungsweise zu sehen, da in der Höhe die Wind-

geschwindigkeit nach Norden hin langsamer abnimmt, als im unteren Teil der Troposphäre. Der polare Jetstream ist in zeitlicher und räumlicher Hinsicht nicht so beständig, wie der Subtropenjet, sondern mäandriert in meridionaler Richtung und weist ausgeprägte lokale Maxima der Windgeschwindigkeit auf. Während der Subtropenjet in erster Linie durch Drehimpulserhaltung (über die HZ) angetrieben wird, erfolgt dies beim Polarjet durch barokline Wirbel. Im Winter liegen die Regionen der stärksten Baroklinität oft im Bereich des Subtropenjets, wodurch dort barokline Wellen am stärksten wachsen, den Polarjet antreiben und dieser nur geringfügig nördlich des Subtropenjets liegt, wodurch beide kaum zu unterscheiden sind, *Lee und Kim* (2003). Nach *Lee und Kim* (2003) sind beide zonalen Winde gut voneinander getrennt zu beobachten, wenn der Subtropenjet schwach ist. *Ambaum et al.* (2001) zeigten in ihrer Untersuchung, dass der polare Jetstream nur in den positiven Phasen der NAO, der Arktischen Oszillation (AO) sowie der positiven Phase des Pazifik Nordamerika Musters (PNA) und nur in einem Sektor über dem Atlantik und Pazifik getrennt vom Subtropenjet im meridionalen und vertikalen Profil der zonalen Windgeschwindigkeit zu erkennen ist.

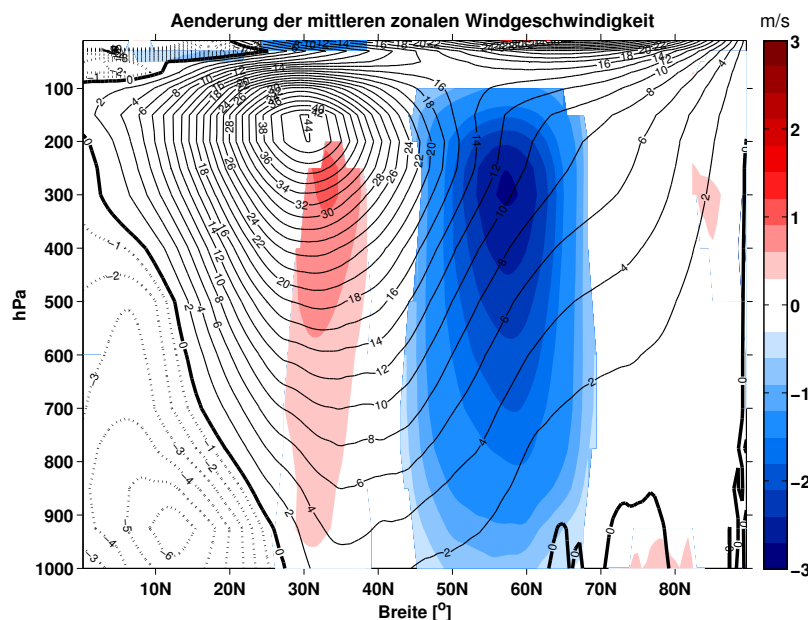


Abbildung 4.19.: Änderung der mittleren zonalen Windgeschwindigkeit im Winter (JFM) in ms^{-1} , aufgetragen über Höhe (in hPa) und geographischer Breite. Statistisch signifikante Änderungen zwischen 20C - 20C-SI sind farbig hinterlegt (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall). Konturlinien in schwarz repräsentieren Isotachen der mittleren Windgeschwindigkeit im 20C-SI, negative Werte sind gestrichelt.

Die Änderungen zwischen 20C und 20C-SI sind in Abb. 4.19 farbig hinterlegt. Der Subtropenjet intensiviert sich um bis zu $+2 \text{ ms}^{-1}$ und wird leicht nach knapp nördlich von 30°N verlagert. Zwischen 45°N und 70°N , im Bereich des Polarjets, nimmt der Westwind um -1 ms^{-1} bis -3 ms^{-1} ab bzw. verstärkt sich die Ostwindkomponente. Interessanterweise erstrecken sich beide Signale über die gesamte Troposphäre bis zum Boden, die Maxima der Änderungen liegen zwischen dem 300 hPa und 200 hPa Niveau. Der Subtropenjet (und Polarjet) ist ein thermischer Wind und erreicht im Bereich des maximalen Gradienten des

Geopotentials sein Maximum. Durch die Erwärmung in und über der Arktis nimmt das Geopotential nur in diesem Bereich zu, Abb. 4.9b, wobei der Gradient zwischen Äquator und Pol abgebaut wird. Das erklärt die Abnahme der Westwinde zwischen 40°N und 70°N sowie die Abschwächung der Ostwinde nördlich von 70°N und wurde bereits in Analysen von *Fletcher et al.* (1973), wie auch von *Warshaw und Rapp* (1973) und *Royer et al.* (1990), entdeckt. Letztere beiden ermittelten eine Abnahme der Westwinde in den mittleren Breiten um -4 ms^{-1} bzw. -3 ms^{-1} . *Royer et al.* (1990, Abb. 5) waren allerdings die Ersten deren Experiment die Zunahme der Westwinde über 30°N um $+2\text{ ms}^{-1}$ zeigte.

In einem vereinfachten Atmosphärenmodell erwärmten *Butler et al.* (2010, Abb. 7) den Nordpol in Bodennähe und sahen ein ähnliches Muster der Änderung der zonalen Windgeschwindigkeit mit einer leichten Verschiebung des Subtropenjets nach Süden (ganz im Gegensatz zu einer Erwärmung der Tropen in der Höhe und einer Abkühlung in der Stratosphäre, die in einer polwärtigen Verschiebung resultierten, siehe Kapitel 5.5.1).

4.6.3. Massenstromfunktion

Entlang der Isolinien der meridionalen Massenstromfunktion in Abb. 4.20 wird Masse (Maximum ca. eine halbe Milliarde Tonnen pro Sekunde) transportiert. Bei negativen Werten erfolgt der Transport in zyklonaler Richtung (gegen den Uhrzeigersinn). Damit wird die Zellenstruktur der Atmosphäre anhand der schwarzen Konturlinien in Abb. 4.20 leicht erkennbar, von Süd nach Nord: Hadley-, Ferrel- und Polarzelle. In der HZ steigt Luft am Äquator auf und sinkt über den Subtropen zwischen 15°N und 30°N ab (positive Werte), nördlich von 60°N befindet sich die schwächere Polarzelle mit gleichem Drehsinn, aber um ein bis zwei Größenordnungen geringerer Intensität. Dazwischen liegt die indirekte Ferrel-

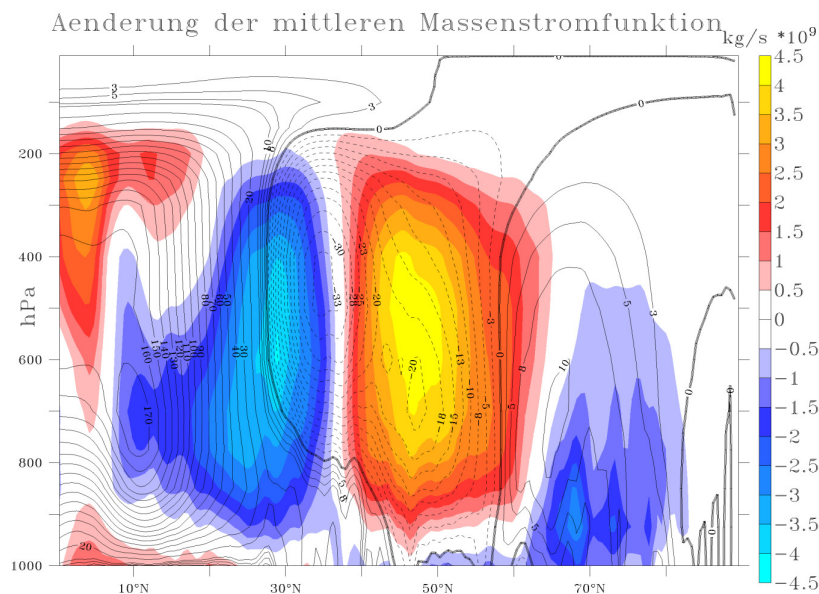


Abbildung 4.20.: Änderung der zonal gemittelten meridionalen Massenstromfunktion im Winter (JFM) in $\text{kg s}^{-1} * 10^9$, aufgetragen über Höhe (in hPa) und geographischer Breite. Farbige hinterlegt ist Differenz zwischen $20\text{C} - 20\text{C_SI}$. Konturlinien in schwarz repräsentieren Isolinien der mittleren Massenstromfunktion im 20C_SI , negative Werte (zyklonale Bewegung) sind gestrichelt.

zelle mit einer zyklonalen Drehrichtung, deren Massenstromfunktion kleiner als in der HZ, aber kräftiger als in der polaren Zelle, ist.

Zwischen 20C und 20C_SI erfolgt eine südwärtsige Verschiebung und Abschwächung aller drei Zellen. Durch die Abnahme des MTG (Kapitel 4.2.4) muss weniger Wärme zum Ausgleich aus den Tropen in die Polarregion transportiert werden, wodurch die Umwälzbewegung der atmosphärischen Zellen abnimmt. Da kein Transport über den Ozean (reines Atmosphärenmodell) erfolgen kann, schlägt sich jede Änderung allein in der großräumigen Zirkulation der Atmosphäre nieder, die wesentlich durch den MTG bestimmt ist.

Die Lage der nördlichen Grenze der HZ ist ein Maß für die Intensität der atmosphärischen Umwälzbewegung⁴, je weiter nördlich, desto stärker. Um die Verschiebung der nördlichen Grenze der HZ zu quantifizieren wird auf eine Definition zurückgegriffen, die unter anderem in *Lu et al.* (2007), *Frierson et al.* (2007) oder *Previdi und Liepert* (2007) benutzt wird. Zunächst wird im 500 hPa Niveau das Maximum der zonal gemittelten Massenstromfunktion nördlich des Äquators berechnet, davon ausgehend wird der Breitengrad ermittelt an dem die Massenstromfunktion gleich null ist. Obwohl der Gitterabstand im Modell (s. Kapitel 2.1) relativ klein ist, wird die Stelle an der die Massenstromfunktion auf null abfällt durch lineare Interpolation errechnet. Diese Definition wurde auf einen größeren vertikalen Bereich zwischen 925 hPa und 200 hPa erweitert.

Abbildung 4.21 zeigt die Verschiebung der nördlichen Grenze der HZ. Gemittelt über den gesamten Winter (JFM, rote Linie) verlagert sich die HZ, oberhalb von 800 hPa, um ein knappes halbes Grad nach Süden, wobei die Verschiebung im 700 hPa Niveau am größten ist und zum Oberrand der Troposphäre abnimmt. In 850 hPa und 925 hPa Höhe liegt die nördliche Grenze ein halbes Grad weiter im Norden. Die Änderungen können zwischen den einzelnen Monaten teilweise bis zu $\pm 1^\circ$ schwanken.

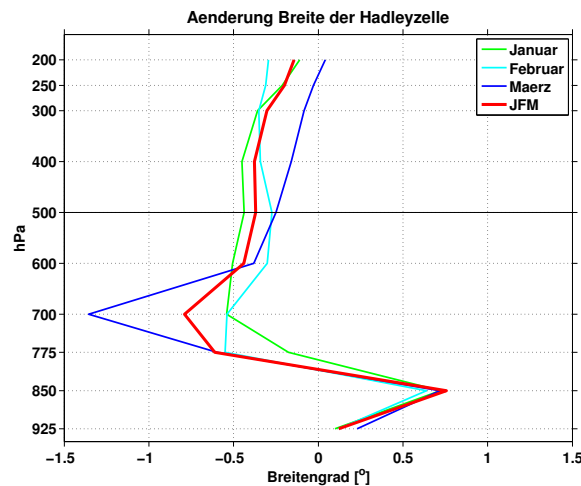


Abbildung 4.21.: Änderung der Lage der nördlichen Grenze der Hadleyzelle im Winter, aufgetragen über Höhe (1000 bis 10 hPa) und Breitengradänderung (in Grad). Negative Werte bedeuten eine Verlagerung nach Süden.

⁴Weitere Indikatoren für die Intensität: Lage der maximalen Geschwindigkeit des Subtropenjets, Breitengrad der Drehung bodennaher Winde von West auf Ost, ausgehende langwellige Strahlung, Ozonkonzentration in Stratosphäre, Tropopausenhöhe, relative Feuchtigkeit der Luft, Verhältnis von Niederschlag zu Verdunstung am Boden (alle nach *Reichler* (2009)).

4.6.4. Vertikaler Wind

Die Zellenstruktur der Atmosphäre wird auch in Abb. 4.22 durch die zonal gemittelte vertikale Geschwindigkeit deutlich. Vertikale Geschwindigkeiten sind, wie auch deren Änderungen, immer kleiner als horizontale. Am Äquator, bis 10°N, aufsteigende Luftmassen (negative Konturlinien) und absinkende über den Subtropen (zw. 10°N und 30°N) bilden die HZ. Im Norden ist, schwächer ausgeprägt, die Polarzelle (70°N - 90°N Absinken, 50°N - 70°N Aufsteigen) zu erkennen.

Der mittlere Zustand im Winter (JFM) wird durch Geschwindigkeiten der Größenordnung von Hundert $mTag^{-1}$ beschrieben, die Änderungen zwischen 20C und 20C-SI liegen eine Größenordnung niedriger und sind in Abb. 4.22 farbig hinterlegt. Die nördliche Grenze der HZ erfährt eine Verschiebung nach Süden und eine leichte Verstärkung des absinkenden Astes der Zelle zwischen 200 hPa und 400 hPa Höhe. Eine leichte Abschwächung des aufsteigenden Teils der polaren Zelle ist erkennbar, während im nördlichen Teil ein undifferenziertes Bild herrscht.

Royer *et al.* (1990, Abb. 4) beschreiben in ihrer Analyse eine südwärtige Verschiebung der HZ, jedoch bei gleichzeitiger Abschwächung (um ca. -10 %), und der polaren Zelle, deren vertikale Geschwindigkeit sich etwa halbiert. Was in deren Arbeit sehr klar zu erkennen ist, ist in hiesigem Modell schwer zu identifizieren. Die sehr hohe räumliche Auflösung des verwendeten Modells ist hier von Nachteil, da viel mehr kleine Strukturen aufgelöst werden können und somit ein gewisses Rauschen in das Bild eingetragen wird.

Zwischen 60°N und 80°N wird die relativ hohe zum Boden gerichtete vertikale Geschwindigkeit im 20C (gegenüber 20C-SI) verstärkt. Diese Region entspricht einer Abnahme des SLP über der westlichen Arktis und einer Zunahme über Nordeuropa bis Ostsibirien, Abb. 4.1b.

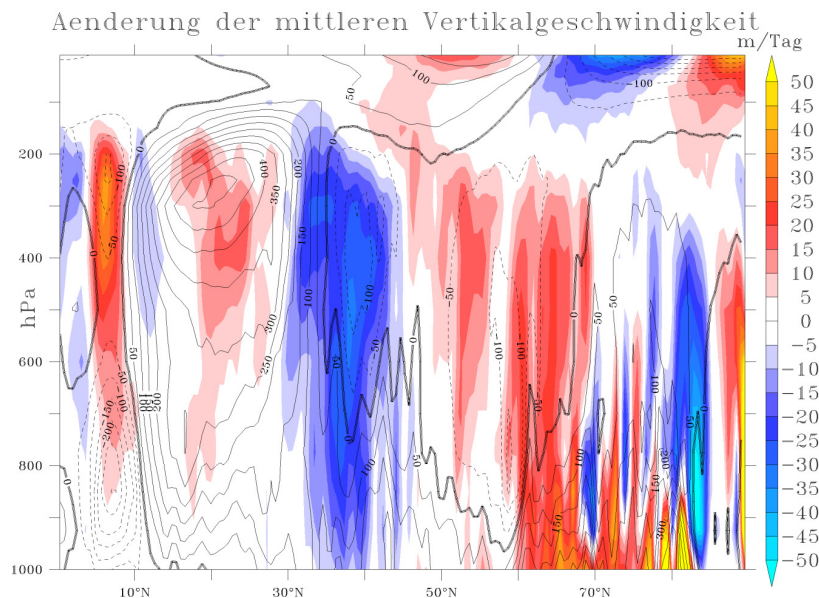


Abbildung 4.22.: Änderung der zonal gemittelten vertikalen Geschwindigkeit im Winter (JFM) in $mTag^{-1}$, aufgetragen über Höhe (in hPa) und geographischer Breite. Farbig hinterlegt ist Differenz zwischen 20C - 20C-SI. Konturlinien in schwarz repräsentieren Isotachen der mittleren vertikalen Geschwindigkeit im 20C-SI, negative Werte (Bewegung nach oben) sind gestrichelt.

Abnehmender SLP führt immer zu intensivierter Konvergenz (low-level-convergence), die Luftmassen zum Aufsteigen zwingt. Bei hohem SLP sinkt Luft zum Boden und die Vertikalgeschwindigkeit ist negativ. Dieser im 20C_SI bereits dominante Zustand (Konturlinien in Abb. 4.22) wird im 20C erhalten und verstärkt. Der Anteil der SLP-Zunahme (Sibirienhoch) überwiegt den der Reduktion des SLP in der westlichen Arktis. Während zwischen 60°N und 80°N die vertikale Geschwindigkeit der absinkenden Luftmassen intensiviert wird, verringert diese sich bei 30°N - 40°N, da über dem Nordatlantik der SLP sinkt, Abb. 4.1b.

4.7. Muster der Variabilität

Die Muster der Variabilität werden mit Hilfe der EOF Analysetechnik im Folgenden analysiert. Dabei werden Moden der Variabilität gesucht, die physikalisch sinnvoll sind und ein hohes Maß an Variabilität erklären, sogenannte Telekonnektionen oder Klimamoden. Solche Fernwirkungen, und deren Änderungen im Experiment ohne Meereis (20C), werden in diesem Kapitel untersucht.

In diesem Zusammenhang sei noch erwähnt, dass etwa zur Jahrtausendwende eine interessante Diskussion entbrannte, ob die Arktische Oszillation (oder auch Northern Hemisphere annular⁵ mode (NAM) genannt), wie sie in *Thompson und Wallace* (1998, 2000) und *Wallace und Thompson* (2002) beschrieben wird, einen eigenständigen Klimamode darstellt oder ob die Variabilität besser durch zwei eigenständige Klimamoden über den jeweiligen Ozeanen, das NAO und PNA Muster, dargestellt wird (u.a. *Deser*, 2000; *Ambaum et al.*, 2001; *Dommenget und Latif*, 2002; *Rogers und McHugh*, 2002). Da diese Debatte bis heute noch nicht zu Ende geführt wurde, werden in dieser Arbeit beide Muster betrachtet und keine Analyse betreffend ihrer Unterscheidung (oder nicht) durchgeführt. *Hannachi et al.* (2007) weisen darauf hin, dass die Frage ob AO oder NAO + PNA nicht allein auf der Grundlage von EOF Analysen zu klären ist, sondern weitere Methoden, wie die rotierte EOF Analyse (s. Kapitel 4.7.2) oder andere Verfahren, heran gezogen werden müssen.

4.7.1. EOF Analyse des Luftdrucks

Es gibt zahlreiche Methoden EOF zu berechnen. Folgende Schritte werden hier vollzogen: Zunächst wird von den Monatsmittelwerten der langjährige Jahresgang abgezogen, also saisonale Anomalien gebildet, worin fast alle Studien übereinstimmen. Diese Monatsmittelanomalien werden entweder als einzelne Monate (nachfolgend: "Monate") oder als Mittelwert über den gesamten Winter, hier JFM, (nachfolgend: "Winter") für jeden Datenpunkt zu einer Zeitreihe aneinander gekettet. Im ersten Fall beinhalten die Zeitreihen neben den Monatszu-Monat auch Winter-zu-Winter Fluktuationen, wobei letztere überwiegen (*Deser*, 2000) und im Fokus dieser Arbeit liegen. *Thompson und Wallace* (1998) heben hervor, dass die AO mit monatlichen Daten klarer zu erkennen ist, was sie auf den konkurrierenden Einfluss zwischen ENSO (El Niño-Southern Oscillation) und der interannualen Variabilität über dem Nord Pazifik zurück führen.

Durch die erneute Mittelung über die Wintermonate im Fall "Winter" wird die Variabilität weiter verringert und die Muster erreichen höhere erklärte Varianzen. Außerdem erscheinen Zeitreihen aus einzelnen Monatswerten nicht besonders homogen, da in regelmäßigen Ab-

⁵engl. annular: ringförmig

ständen Sprünge vom Februar zum Dezember auftreten. Für die Berechnung wurde daher der Ansatz des Mittelwerts über einen Winter (JFM) gewählt.

Anschließend wird ein eventuell vorhandener linearer Trend über die Zeitreihe an jedem Datenpunkt entfernt und eine Breitengradabhängige Gewichtung mit der Quadratwurzel des Kosinus vorgenommen. Nach diesen Vorbereitungen erfolgt die eigentliche Zerlegung des Datensatzes in EOF Muster, welche in Kapitel 3.2 beschrieben ist. Um die Komplexität des Systems abzuschätzen gibt es die effektive Anzahl von räumlichen Freiheitsgraden $N_{spatial}$ (s. Anhang A.6), die beschreibt wie viele Moden man benötigt, damit ungefähr 90 % der Gesamtvarianz durch EOF Muster beschrieben werden.

Als erstes werden in Abb. 4.23 die erklärten Varianzen der berechneten EOF Muster gezeigt. Zur Verdeutlichung sind die beiden besprochenen möglichen Fälle der Konstruktion der Zeitreihen ("Monate" oder "Winter") für die Analyse dargestellt. Alle Muster werden entsprechend ihrer erklärten Varianz (bezüglich der Gesamtvariabilität im Winter (JFM)) aufsteigend sortiert. Die Fehlerbalken sind ein Maß für die Unsicherheit der erklärten Varianzen und wurden nach der Daumenregel, Gl. A.21 von *North et al.* (1982), berechnet, wobei hier $n = 32$ ist. Erklärte Varianzen im 20C sind nur dann signifikant verschieden von 20C-SI, wenn sie außerhalb der Fehlerbalken liegen, sonst können sich Muster über zufällige lineare Kombinationen vermischen.

Als erstes ist auffällig, dass die ersten zwei Muster im Fall "Winter" (Abb. 4.23a) deutlich mehr Varianz erklären als im Fall "Monate" (Abb. 4.23b). Der Unterschied beträgt +10 % bei der ersten EOF und +5 % bei der zweiten EOF. Das schlägt sich auch in der effektiven Anzahl der räumlichen Freiheitsgrade $N_{spatial}$ nieder, die im Fall "Winter" um zwei Frei-

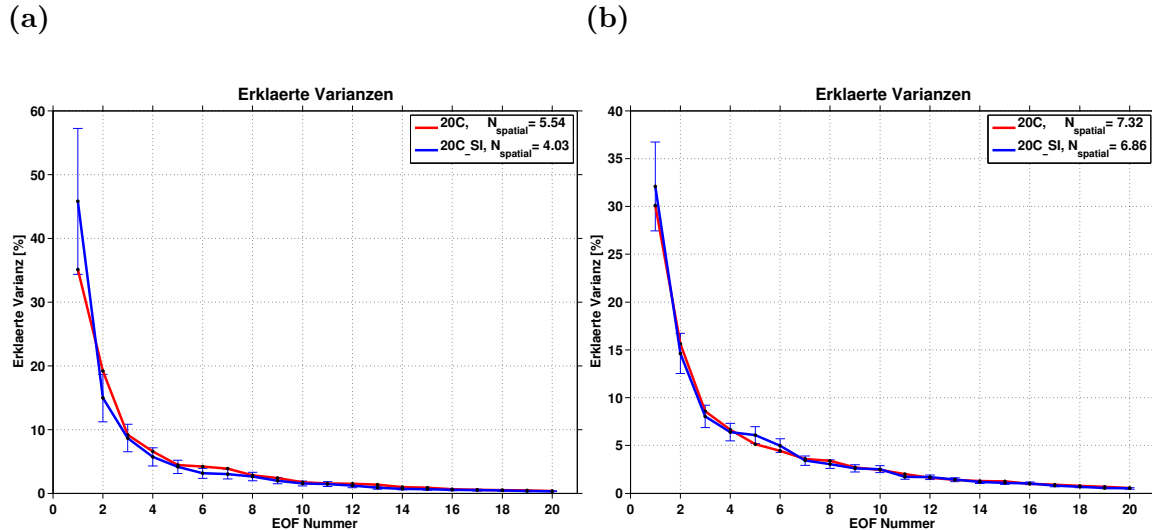


Abbildung 4.23.: Erklärte Varianzen (in % der Gesamtvarianz) der EOF Muster, berechnet aus Monatsmittel SLP-Anomalien für Winter (JFM) von 20°N - 90°N. Berechnung basierend auf (a) dem Mittelwert der Monatsmittelanomalien von Januar bis März ("Winter"), (b) einzelnen Monatsmittelanomalien ("Monate"). Blaue Linien repräsentieren 20C-SI inkl. Fehlerbalken nach *North et al.* (1982), rote Linien bedeuten 20C.

heitsgrade deutlich kleiner ist. Des Weiteren gibt es kaum Änderungen zwischen 20C und 20C-SI im Fall "Monate", während es offensichtliche Unterschiede im Fall "Winter" gibt. Bei letzterem ändern sich die erklärten Varianzen der ersten beiden EOF, wobei die der ersten EOF um -10 % abnimmt und die der zweiten EOF um +5 % zunimmt. Die erste EOF im 20C liegt am Rande des Fehlerbalkens des 20C-SI, mit einer Daumenregel (in erster Näherung) berechnet wurde. Außerdem sind die ersten drei EOF Muster im 20C-SI und 20C gut separiert. Daher werden die Muster und deren Änderungen, die mit Fall "Winter" (Abb. 4.23a) berechnet wurden, im Folgenden analysiert.

Interessanterweise liegt die sechste EOF im 20C außerhalb des Unsicherheitsbereichs, erklärt aber nur um die 5 %. Da die Muster immer entsprechend ihrer erklärten Varianz sortiert werden, ist es schwierig hier eine Änderung zwischen den zwei Läufen zu detektieren, da sich die Variabilität auch innerhalb der Moden verschieben kann. Im 20C benötigt man sechs Muster ($N_{spatial}$), zwei Muster mehr als im 20C-SI, um den größten Teil der Variabilität zu erklären. Es gibt also weniger sehr dominante Moden.

Die erste EOF in Abb. 4.24a zeigt das typische AO Muster mit einer Druckschaukel zwischen der Arktis und jeweils dem Atlantik und Pazifik. Im 20C-SI ist die maximale Variabilität über dem Pazifik deutlich größer als über dem Atlantik und in der Arktis gibt es zwei Mini-

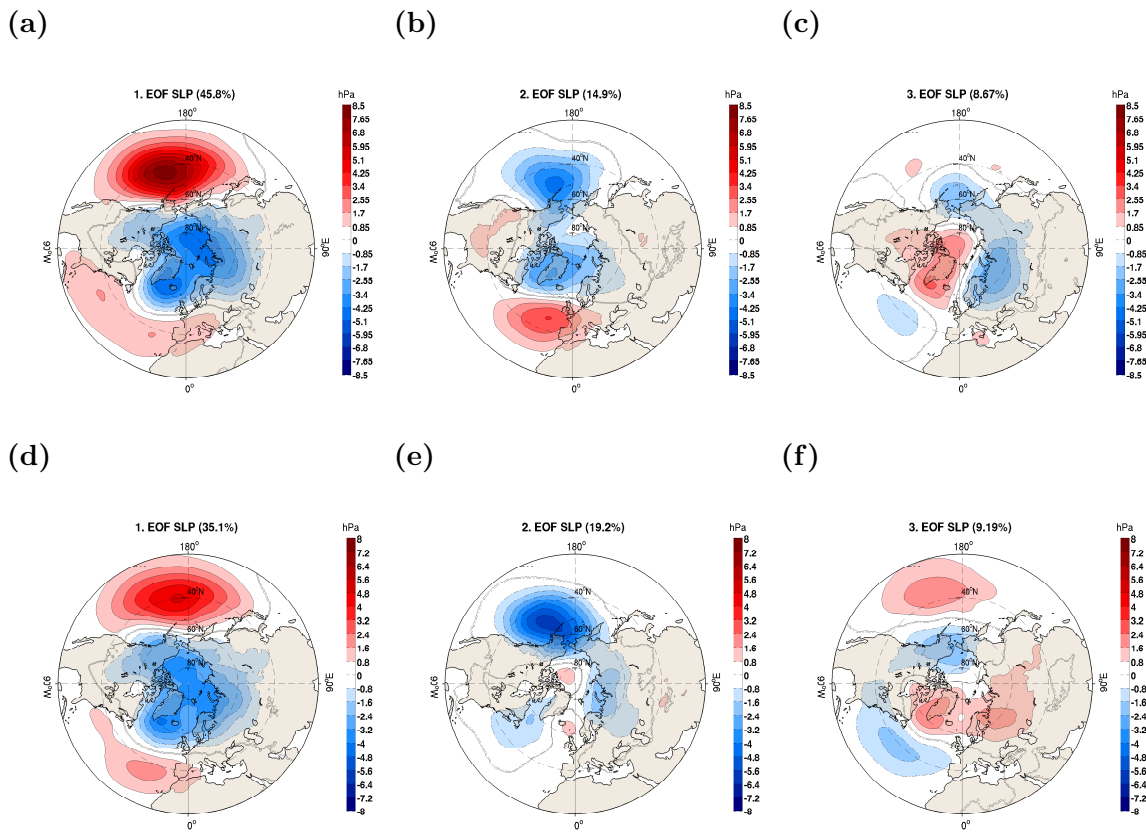


Abbildung 4.24.: Die ersten drei EOF Muster der SLP-Anomalien für Winter (JFM) über 20°N - 90°N. Erklärte Varianz zum zugehörigen Muster in Klammern. (a)-(c): 20C-SI, (d)-(f): 20C.

ma, in der Region um Island und der Laptevsee. Die erste EOF im 20C, Abb. 4.24d, erklärt zwar 10 % weniger Varianz (35,1 % gegenüber 45,8 %) und die Amplituden werden kleiner, aber die Struktur bleibt grob erhalten. In der Arktis bilden sich nun drei Minima aus, wobei sich das Maximum über der Laptevsee aufspaltet und zur Karasee und Tschuktschensee verlagert. Vor allem über den Aleuten nimmt die Variabilität um fast die Hälfte (in der ersten EOF) ab, verlagert sich aber nicht.

In der zweiten EOF im 20C-SI, Abb. 4.24b, schwingen Pazifik und Arktis gemeinsam gegen den Nordostatlantik. Dieses Muster ist ähnlich dem PNA, das in *Wallace und Gutzler* (1981) beschrieben wurde. In der dritten EOF ist eine West-Ost Schaukel zwischen Grönland und Russland zu erkennen. Alle drei Muster im 20C-SI sind, laut dem Kriterium von *North et al.* (1982), klar voneinander separiert. Das gilt auch für die ersten drei EOF Muster im 20C, die sich aber, bis auf das erste, völlig von denen im 20C-SI unterscheiden. Dass bedeutet, dass die dominanten Moden aus 20C-SI weniger der Gesamtvarianz erklären und somit deutlich weniger Einfluss besitzen.

Im 20C besitzt die AO (oder NAM) immer noch den größten Einfluss, wenn auch geschwächt. Als zweitwichtigster Mode, Abb. 4.24e, kommt jetzt ein Muster mit 19 % erklärter Varianz zum Zug, das im 20C-SI nicht in den ersten sechs EOF Mustern auftaucht und damit dort weniger als 5 % erklärt. Es besteht aus einem starken Variabilitätssignal mit Kern über dem Ostpazifik und, mit gleichem Vorzeichen, über der Labrador- und Karasee. Das dritte Muster in Abb. 4.24f ist in der Struktur den Änderungen im SLP (Abb. 4.1b) ziemlich ähnlich, außer über dem Pazifik. Es ist ebenfalls im 20C-SI nicht unter den ersten sechs EOF Mustern zu finden.

Die ersten drei Muster im 20C-SI findet man so und ähnlich auch in Beobachtungsdaten, jedoch nicht die Muster aus dem dem 20C. Ein Grund für die Änderungen der EOF ist die deutliche Abnahme der Gesamtvariabilität im Experiment, s. Abb. 4.2b, die aus einer Abnahme des MTG und schwächeren Luftdruckgegensätzen resultiert. Es liegt also weniger eine Verschiebung der Moden innerhalb der Gesamtvariabilität vor, als viel mehr ein Auftreten neuer Moden, die die im 20C geringere Gesamtvariabilität erklären.

Aufgrund der Analysetechnik ist die Interpretation aller EOF Muster unmöglich, sondern auf die ersten Moden beschränkt (*Dommenges und Latif*, 2002). Eine weitere Analyse folgt im Kapitel 4.7.2 mit rotierten EOF.

NAO und NAM

Der Klimamode NAM ist in der Literatur klar definiert. Über die gesamte Nordhemisphäre nördlich von 20°N wird die erste EOF berechnet und die dazugehörige PC-Zeitreihe (der zeitliche Verlauf des EOF Musters) auf die SLP-Anomalien regressiert (s. Kapitel A.4).

Bei der Definition der NAO sieht es gänzlich anders aus, da es keine einheitliche Definition gibt. Klar ist nur, dass die erste EOF über einen Sektor grob über dem Nordatlantik berechnet wird, deren PC-Zeitreihe ebenso auf die SLP-Anomalien regressiert wird. Als Sektor wählen z.B. *Wallace und Thompson* (2002) 20°N - 90°N + 60°W - 30°E, dagegen rechnen *Deser et al.* (2000) über 20°N - 90°N + 90°W - 90°E und viele andere benennen den Bereich schlicht als "Atlantiksektor", ohne weitere Angaben zu machen. Wichtig ist, dass die Region über dem Nordatlantik hinreichend abgedeckt ist. Daher wird hier die EOF Analyse über 20°N - 80°N + 80°W - 30°E vorgenommen. Bei der Regression wird die Signifikanz über einen Fisher F-Test (95 % Konfidenzintervall) berechnet.

Auf den ersten Blick sehen sich beide Moden im 20C_SI, NAO in Abb. 4.25a und NAM in Abb. 4.26a, sehr ähnlich und weisen die gleiche Grundstruktur auf. Im Gegensatz zur NAO ist bei der NAM die Druckschaukel zwischen den Aleuten und der Arktis sehr viel stärker

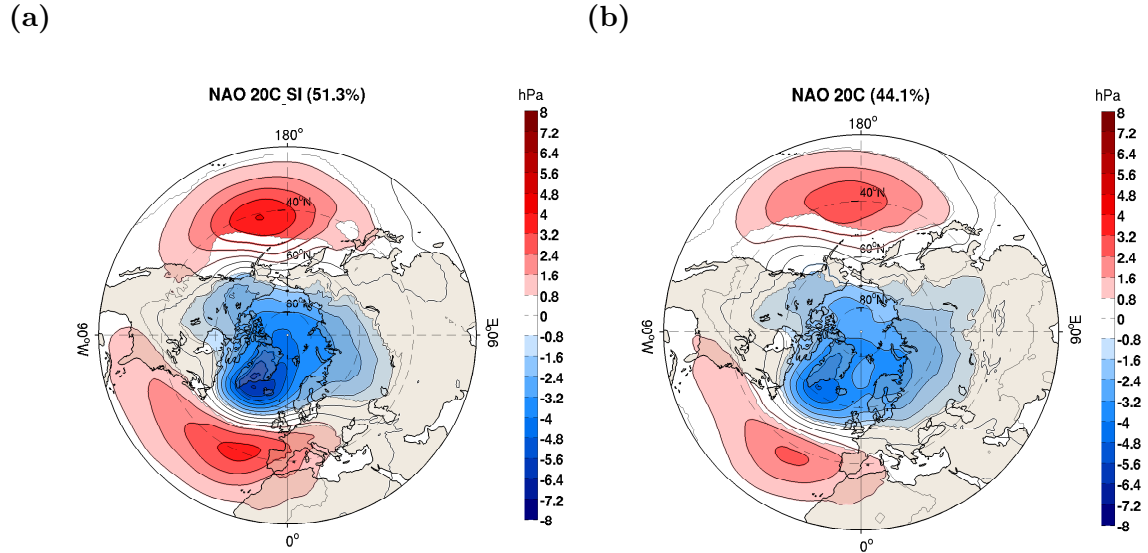


Abbildung 4.25.: NAO. PC-Zeitreihe der ersten EOF (Nordatlantiksektor) auf SLP-Anomalien im Winter (JFM) regressiert. Erklärte Varianz in Klammern. Statistisch signifikante Bereiche (Fisher F-Test, 95 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt. (a) 20C_SI, (b) 20C

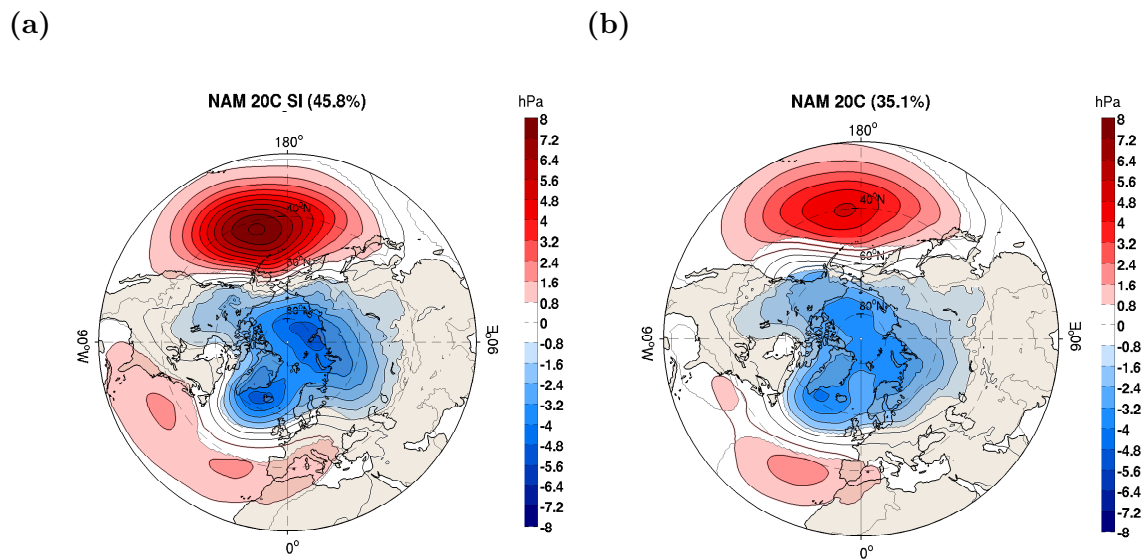


Abbildung 4.26.: NAM. PC-Zeitreihe der ersten EOF (NH) auf SLP-Anomalien im Winter (JFM) regressiert. Erklärte Varianz in Klammern. Statistisch signifikante Bereiche (Fisher F-Test, 95 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt. (a) 20C_SI, (b) 20C

ausgeprägt (größere Variabilität) und über der Arktis gibt es zusätzlich zum Minimum über Island noch ein gleich starkes über der Laptevsee. Die NAM erklärt ca. 5 % weniger (45,8 %) der Gesamtvarianz und hat eine leicht höhere effektive Anzahl der räumlichen Freiheitsgrade $N_{spatial}$ von 4,03 gegenüber 3,27 (NAO). Dieser Unterschied nimmt im Experiment auf 5,54 (NAM) und 4,13 (NAO) zu. In beiden Moden werden im Experiment mehr EOF Muster zum Beschreiben eines Großteils der Gesamtvarianz benötigt bzw. verteilt sich die Varianz weniger auf ein sehr dominantes, sondern auf mehrere Muster auf. Das zeigt sich auch in der erklärten Varianz, die bei der NAO um ca. -7 % und der NAM um ca. -10 % abnimmt, die erste EOF also weniger dominant ist.

Die Amplituden der Muster nehmen in allen Bereichen und beiden Moden, durch die Verringerung der Gesamtvariabilität des SLP (Abb. 4.2b), stark ab und ändern ihre Einflussbereiche. So verlagern sich in beiden Moden die Zentren der maximalen Variabilität über den Aleuten leicht nach Westen. Bei der NAO wird das Maximum über den Azoren ebenso nach Westen verschoben und der Einflussbereich in Mittel- und Osteuropa verlagert sich bis ins westliche Mittelmeer. Dafür nimmt die Variabilität in Mitteleuropa und vor allem in Ostsibirien zu, die Zentren über der Arktis verändern sich jedoch kaum (abgesehen von der generellen Abnahme). Die Änderung im europäischen Bereich, nicht aber über Sibirien, sind auch in der NAM zu sehen. Über den Azoren verringert sich der SLP im Experiment, während über Sibirien und Skandinavien eine Zunahme zu beobachten ist, Abb. 4.1, und sich in den Änderungen der NAO und NAM niederschlagen. Die starke Abnahme des SLP über der Hudson Bay und der westlichen Arktis scheinen auf die Variabilität weniger Einfluss zu haben.

4.7.2. Rotierte EOF Analyse des Luftdrucks

Um physikalisch leichter interpretierbare Muster zu berechnen wird auf alle 20 berechneten EOF Muster eine orthogonale Rotation mit der VARIMAX Routine angewandt (s. Kapitel 3.3). Da diese mit der Wurzel ihrer Eigenwerte gewichtet sind, ist eine Analyse der für die Rotation zu verwendeten verbleibenden nicht rotierten EOF Muster nicht notwendig. Die führenden REOF werden nicht von der Anzahl der zu rotierenden EOF beeinflusst (*Hannachi et al.*, 2007). Die rotierten EOF sind entsprechend ihrer Norm, die ein Maß für die erklärte Varianz ist, absteigend geordnet.

Die ersten sechs REOF im 20C_SI sind in Abb. 4.27 zu sehen. Der bedeutendste rotierte Mode bleibt, wie die 1. EOF aus Abb. 4.24a, die AO. Die restlichen Muster der EOF Analyse sind in den ersten rotierten Mustern nicht zu sehen. REOF Nummer drei und fünf entsprechen dem NAO Muster in der negativen (dritte REOF) und positiven (fünfte REOF) Phase, wobei die fünfte REOF auch dem Skandinavien Muster aus *Barnston und Livezey* (1987) gleicht. Ebenfalls in *Barnston und Livezey* (1987) wurde das Nordpazifik Muster beschrieben, welches große Ähnlichkeit zu REOF Nummer sechs hat. Bis auf die dritte REOF spielt die Variabilität über dem Pazifik in allen Mustern eine wesentliche Rolle, die sich im Experiment (20C) aber deutlich abschwächt und nur noch in der ersten und zweiten sowie vierten REOF nennenswert vorhanden ist, Abb. 4.28.

Im 20C ist die AO der dominanteste Mode, wenn auch das Signal über der Arktis mehr verschmiert ist und die Zentren in den mittleren Breiten nach Westen verschoben sind. Die zweite REOF beschreibt das Nordpazifik Muster aus *Barnston und Livezey* (1987), das im 20C_SI erst in der fünften REOF auftaucht. Die dritte REOF weist starke Ähnlichkeiten

zu den Veränderungen im SLP (Abb. 4.1b) auf. Ein NAO Muster gibt es im 20C unter den ersten sechs REOF nicht. Zudem sind die zweiten und fünften REOF faktisch Monopole, im Kontrolllauf gibt es jedoch nur Di- bzw. Tripole. Generell werden im Experiment die Amplituden etwas geringer und die räumliche Struktur der Muster kleinskaliger, was sich mit den Änderungen in der STD des SLP (Abb. 4.2b) deckt.

Es ergibt sich somit noch deutlicher, dass sich die dominanten Muster der Variabilität, sowohl in den EOF als auch REOF, zwischen 20C_SI und 20C verändern. Die AO ist und bleibt das stärkste Signal, die darauf folgenden Muster werden aber in weniger einflussreiche Bereiche verschoben.

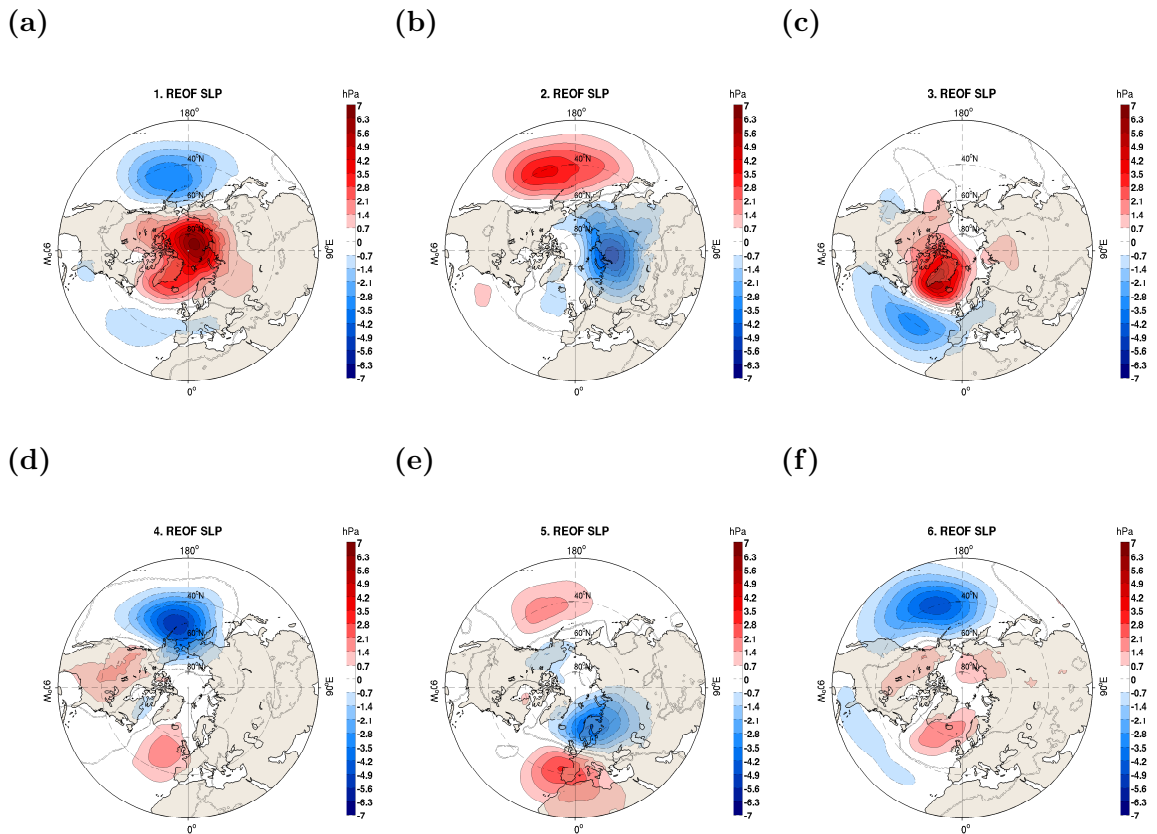


Abbildung 4.27.: Die ersten sechs rotierten EOF Muster (REOF) der SLP-Anomalien für Winter (JFM) im 20C_SI über 20°N - 90°N, entsprechend der jeweiligen Norm absteigend sortiert.

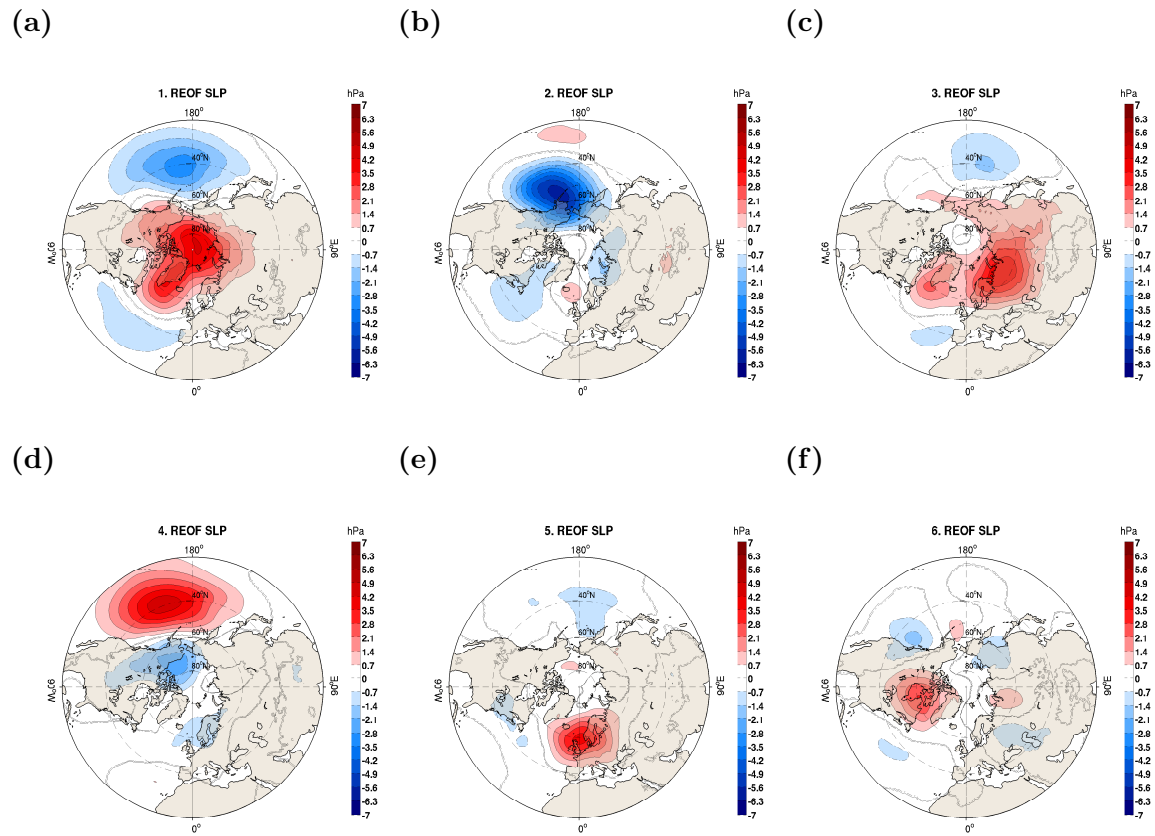


Abbildung 4.28.: Die ersten sechs rotierten EOF Muster (REOF) der SLP-Anomalien für Winter (JFM) im 20C über 20°N - 90°N, entsprechend der jeweiligen Norm absteigend sortiert.

5. Abschätzung des Meereiseffektes in zukünftigen Klimaprojektionen

Für das Klima am Ende des 21. Jahrhunderts wird, laut viertem IPCC Bericht, im A1B-Szenario ein Anstieg der globalen Mitteltemperatur von $+2,8^{\circ}\text{C}$ ($+1,7^{\circ}\text{C}$ bis $+4,4^{\circ}\text{C}$) erwartet (Meehl *et al.*, 2007, S. 749). Daraus resultiert ein prognostizierter, mehr oder weniger starker, Rückgang des arktischen Meereises, sowohl in dessen Volumen (Eisdicke) als auch Ausdehnung (Meehl *et al.*, 2007, Kap. 10.3.3). Abb. 5.1 zeigt die monatliche, in der Nordhemisphäre, von Meereis bedeckte Fläche (in Millionen km^2), des hier verwendeten ECHAM5.3 Modells (s. Kapitel 2).

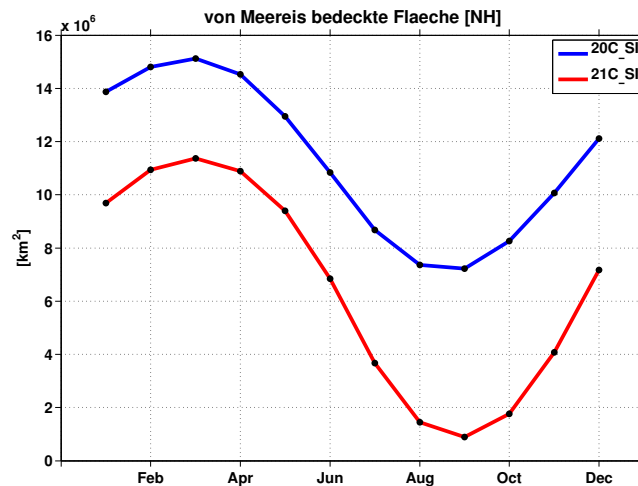


Abbildung 5.1.: Mittlere Meereisbedeckung (SIC) in Millionen km^2 aus klimatologischen Monatsmittelwerten für 20C_SI (blau), 21C_SI (rot).

Die Eisdecke erreicht im März (20C_SI und 21C_SI) das Maximum und im September das absolute Minimum. Die Fläche der geringsten SIC wird im Vergleich zur größten Ausdehnung im 20C_SI ungefähr halbiert, im 21C_SI sogar fast auf null reduziert. Die mit Meereis bedeckte Fläche im 20C_SI befindet sich in sehr guter Übereinstimmung mit beobachteten Werten (Lemke *et al.*, 2007, S. 342).

Im 21C_SI sind im August und Oktober nur noch ca. 20 % der Fläche des 20C_SI, im September nur knapp 12 %, von Meereis bedeckt. Es wird wahrscheinlich immer noch Meereis geben, aber gegenüber dem 20. Jahrhundert deutlich reduziert. Der Rückgang der SIC fällt im Winter mit ca. -30 % deutlich geringer aus, als in den Monaten mit minimaler Meereisbedeckung (-80 % bis -88 %). Somit eignen sich diese drei Monate, August - September - Oktober (nachfolgend ASO), am besten für die anstehende Analyse, ob die Prozesse aus Kapitel 4 (Meereiseffekt) im prognostizierten Klima wieder zu finden sind. Im Spätsommer ist das Meereis fast vollständig reduziert und ist mit dem Experiment ohne Meereis (20C) aus

dem vorherigen Kapitel 4 vergleichbar. Solch gravierende Änderungen lassen relativ klare Strukturen der Reaktion verschiedener Parameter erwarten. Der Vergleich des Klimazustandes am Ende des 21. Jahrhunderts mit dem Experiment ohne Meereis im 20. Jahrhundert, ermöglicht es zu unterscheiden, welchen zusätzlichen Einfluss die globale Erwärmung auf das Klima der Nordhemisphäre hat und welche durch die in dieser Arbeit gefundenen Auswirkungen des Meereises hervorgerufen werden. Die globale Erwärmung könnte, im Gegensatz zur lokalen in der Arktis, ein Gegenspieler zum Meereiseffekt sein, oder ihn intensivieren. Die mittlere räumliche Verteilung der SIC im Spätsommer ist in Abb. 5.2 zu sehen und zeigt nur in der zentralen Arktis und vor der nördlichen Küste Grönlands eine Meereisbedeckung im 21C_SI (Abb. 5.2b). Weite Teile des arktischen Ozeans sind, im Vergleich zum 20C_SI, eisfrei.

Die anstehende Analyse bezieht sich in diesem Kapitel immer auf die Differenz im Spätsommer und Frühherbst (ASO) zwischen dem 21C_SI und 20C_SI (globale Erwärmung).

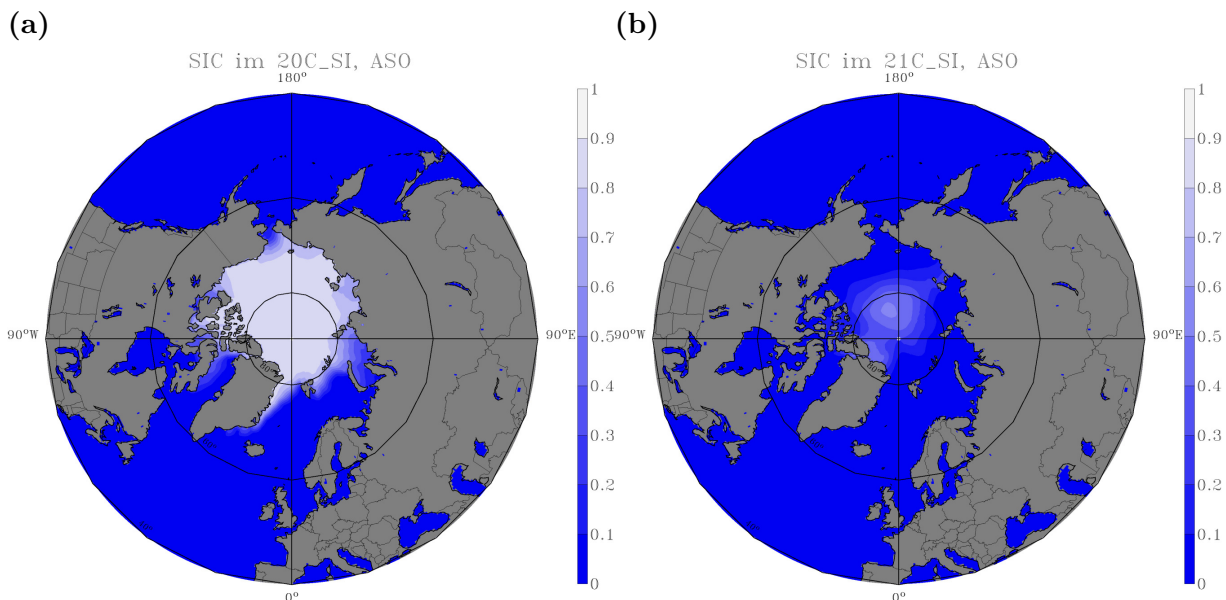


Abbildung 5.2.: Mittlere Meereisbedeckung in ASO in Anteilen zwischen 0 (0 % Meereis) und 1 (100 % Meereis). (a) 20C_SI, (b) 21C_SI.

5.1. Luftdruck

Der Luftdruck auf Meeresniveau im 20C_SI weist im Spätsommer (Abb. 5.3a), im Gegensatz zum Winter (Abb. 4.1a), stark ausgeprägte Hochdruckgebiete in den Subtropen, über dem Atlantik und Pazifik auf, während die Zentren der Tiefdruckgebiete (Island, Aleuten) in ihrer Amplitude schwächer und in ihrer räumlichen Ausdehnung kleiner sind. Über den Kontinenten der mittleren Breiten herrscht verbreitet hoher Luftdruck, das im Winter starke Sibirienhoch ist im Spätsommer nicht vorhanden.

Im simulierten Klima des 21. Jahrhunderts (21C_SI) sinkt der SLP gegenüber 20C_SI, Abb.

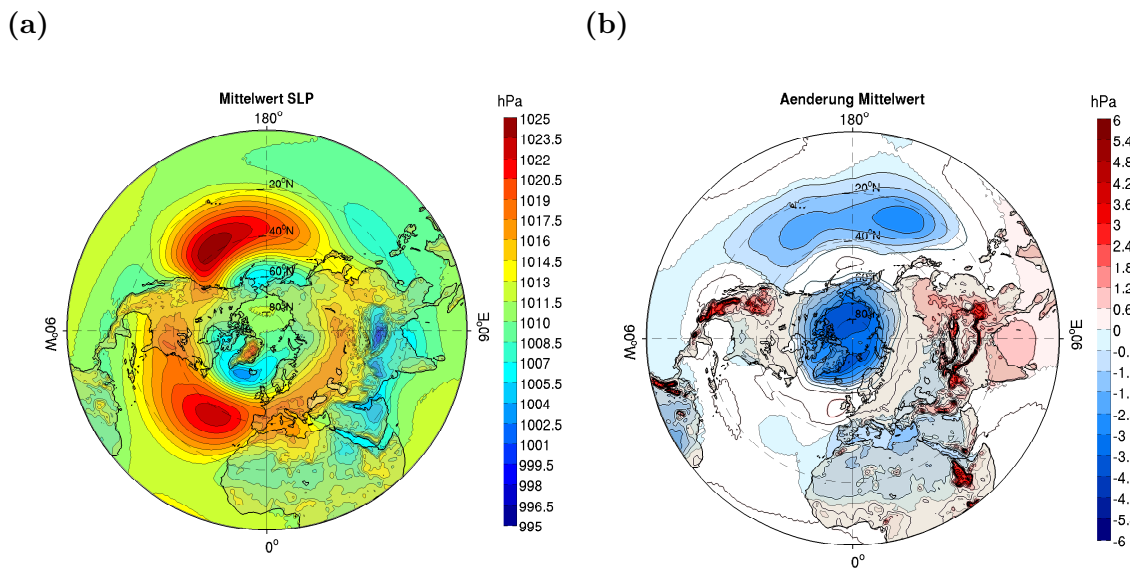


Abbildung 5.3.: Luftdruck auf Meeresniveau (SLP) in ASO, Einheit: hPa. (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C-SI. (b) Differenz 21C-SI - 20C-SI. Statistisch signifikante Änderungen (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farblich hinterlegt.

5.3b, großflächig um -4 hPa über der Arktis bis 60°N sowie in den Subtropen zwischen 20°N und 40°N über dem Pazifik (bis -3 hPa) und Nordafrika/Südeuropa (-1 hPa). Die Gebiete einer SLP-Zunahme sind räumlich kleiner und konzentrieren sich auf Gebirgsregionen in Asien, Ostafrika und West-Nordamerika. Der mittlere SLP kann sich im globalen Mittel nicht ändern, da sonst Masse vernichtet bzw. produziert würde. Gleichzeitig kann Masse aber auch innerhalb der Hemisphären (räumlich) verlagert werden. Nach Abb. 5.3b wird im Spätsommer Masse aus der Arktis und den Subtropen, zum einen in hier dargestellte Gebiete mit einer SLP-Zunahme und zum anderen in die Südhemisphäre, verschoben. Die beschriebenen Änderungen des SLP sind auch im vierten IPCC Bericht (Meehl et al., 2007, Abb. 10.9, S. 767) zu finden. Dort ist erkennbar, dass Masse aus der Nord- in die Südhemisphäre verlagert wird, wo der SLP in den mittleren Breiten zunimmt. Im Vergleich zu den Veränderungen des Bodenluftdrucks zwischen 20C und 20C-SI im Winter (JFM), stimmen nur die Gebiete über Nordkanada und dem angrenzenden arktischen Ozean in ihrer SLP-Reduktion überein.

Im Klimaszenario prognostiziert das Modell eine Verlagerung der interannualen Variabilität des SLP im 21C-SI aus den Zentren maximaler Variabilität im 20C-SI (Abb. 5.4). Das Maximum der STD über dem Nordostpazifik verschiebt sich demzufolge nach Norden, dagegen wird die maximale Variabilität über der Beringsee nach Süden in Richtung Island und Schottland verlagert. Großflächig nimmt die STD über dem tropischen Ostpazifik (-0,5 hPa) und dem Indischen Ozean (-1 hPa) signifikant ab. Im Vergleich zu den Änderungen der STD im Winter (JFM) zwischen 20C und 20C-SI (Abb. 4.2b) sind die Amplituden hier deutlich geringer ($\pm 1,3$ hPa gegenüber ± 3 hPa) und die Muster der räumlichen Verteilungen zeigen keine Übereinstimmungen.

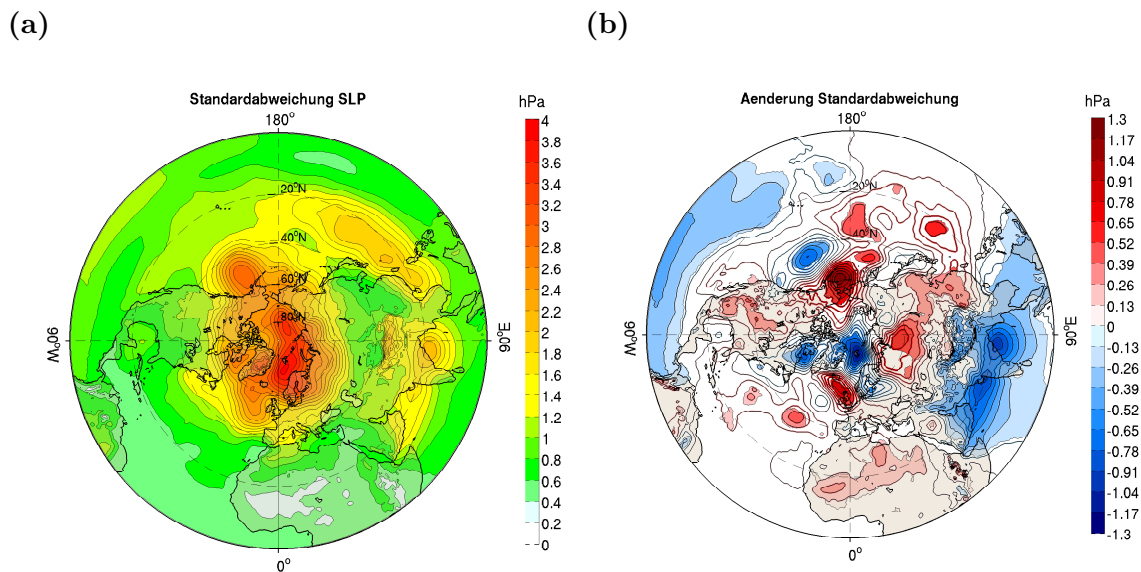


Abbildung 5.4.: Standardabweichung des Luftdrucks auf Meeresniveau (SLP) in ASO, Einheit: hPa. (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C-SI. (b) Differenz 21C-SI - 20C-SI. Statistisch signifikante Änderungen (Fisher F-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.

5.2. Temperatur

5.2.1. 2 m Temperatur

Zum Ende des 21. Jahrhunderts erwärmt sich die Luft in 2 m Höhe, im Vergleich zum 20. Jahrhundert, über der gesamten Nordhemisphäre signifikant zwischen +0,5 K und +10 K, Abb. 5.5b. Die räumliche Verteilung und Stärke der Temperaturzunahme gleicht dem Ergebnis des vierten IPCC Berichts (Meehl *et al.*, 2007, Abb. 10.9, S. 767) für die Sommerjahreszeit (Juni - Juli - August, JJA) ziemlich genau, nur die maximale Temperaturänderung ist in diesem Modell mit +10 K um fast 4 K größer. Diese Differenz kann dadurch entstehen, dass der IPCC Bericht einen Mittelwert aus 20 (gekoppelten) Klimamodellen und für eine andere Jahreszeit zeigt, in der die Meereisbedeckung im Vergleich zum 20. Jahrhundert noch nicht das Minimum erreicht hat.

Die Temperaturen steigen über den Landflächen (zwischen +4 K bis +7 K) stärker, als über den Ozeanen (+2 K bis +4 K). Über dem Nordatlantik ist die Erwärmung mit +0,5 K bis 3 K am geringsten und dämpft die Erwärmung über Nordeuropa (auf +3 K) ab. Entlang der Eiskante im 20C-SI vor der Ostküste Grönlands, über Spitzbergen bis in die Karasee, erreicht die Temperaturzunahme im 21C-SI das Maximum mit bis zu +10 K. Über der zentralen Arktis fällt die Erwärmung etwas geringer aus (+6 K), da dort noch Meereis vorhanden ist. Damit ist die Erwärmung im arktischen Bereich über den Gebieten, in denen die SIC komplett verschwunden ist, am größten und stärker als alle anderen Erwärmungssignale. Der Meereiseffekt hat einen größeren Einfluss auf die 2 m Temperatur im arktischen Bereich, als der Temperaturanstieg durch die erhöhten Treibhausgasemissionen.

Im Spätsommer und Frühherbst (ASO) im 20C-SI ist die interannuale Variabilität (Abb.

5.6a) geringer als im Winter (JFM, Abb. 4.4a), die räumlichen Muster weisen jedoch eine große Ähnlichkeit auf. Betrachtet man die Änderungen zwischen 21C_SI und 20C_SI in

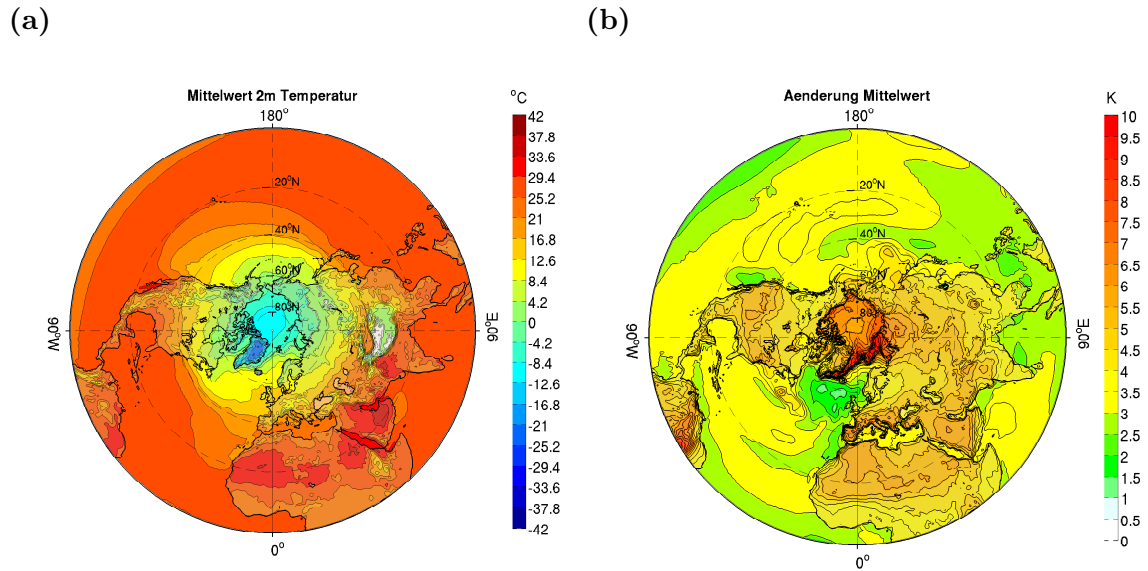


Abbildung 5.5.: 2 m Temperatur in ASO. (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI in °C. (b) Differenz 21C_SI - 20C_SI in K. Statistisch signifikante Änderungen (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.

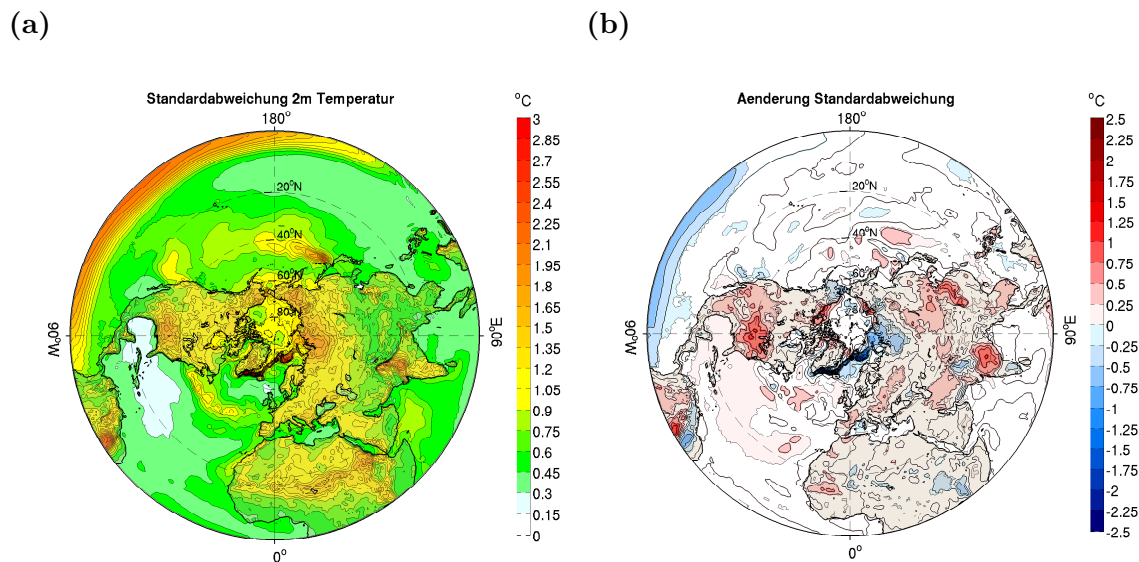


Abbildung 5.6.: Standardabweichung der 2 m Temperatur in ASO in °C. (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI. (b) Differenz 21C_SI - 20C_SI. Statistisch signifikante Änderungen (Fisher F-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.

Abb. 5.6b, so ist die einzige Übereinstimmung zur Reduktion des Meereises im 20C (Abb. 4.4b) die Abnahme der Variabilität um $-2,5\hat{\sigma}$ entlang der Eiskante im Nordatlantik. Im Experiment ohne Meereis (20C) fiel diese Abnahme jedoch doppelt so hoch aus und war räumlich (mit geringerer Amplitude) über die gesamte Arktis und angrenzende Bereiche verteilt. Im Klimaszenario steigt die STD über der Laptevsee und entlang der arktischen Küsten Kanadas jedoch signifikant um bis zu $+2\hat{\sigma}$ an. Die Verringerung des Meereises in der Arktis hat einen geringen und räumlich begrenzten Einfluss auf die Variabilität der 2 m Temperatur unter globaler Erwärmung. Letztere erhöht die STD über großen Teilen Nordamerikas, dem subtropischen Nordatlantik, Mitteleuropa und Asien um $+0,25\hat{\sigma}$ bis $+1\hat{\sigma}$. Über dem tropischen Pazifik nimmt die Variabilität um $-1\hat{\sigma}$ ab.

5.2.2. Zonales Mittel der Temperatur

Die Änderung der Temperatur über Höhe und geographischer Breite (zonales Mittel) zwischen 20C_SI und 21C_SI, in Abb. 5.7, weist sehr typische Merkmale der globalen Erwärmung auf, die in nahezu allen Klimaprojektionen wieder zu finden ist, u.a. im Ensemble Mittel (aus 20 Klimamodellen) des vierten IPPC Berichts (Meehl *et al.*, 2007, Abb. 10.7, S. 765). Es gibt zwei Maxima der Erwärmung, über den Tropen in 200 hPa - 300 hPa (bis zu $+7\text{ K}$) und in Bodennähe über den Polarregionen ($+6\text{ K}$ bis $+7\text{ K}$), dagegen kühlt sich die Stratosphäre verbreitet oberhalb des 100 hPa Niveau (-2 K bis -8 K) und nördlich von 60°N oberhalb des 200 hPa Niveau (-2 K) ab.

Durch den Anstieg der verschiedenen Treibhausgase bis zum Ende des 21. Jahrhunderts,

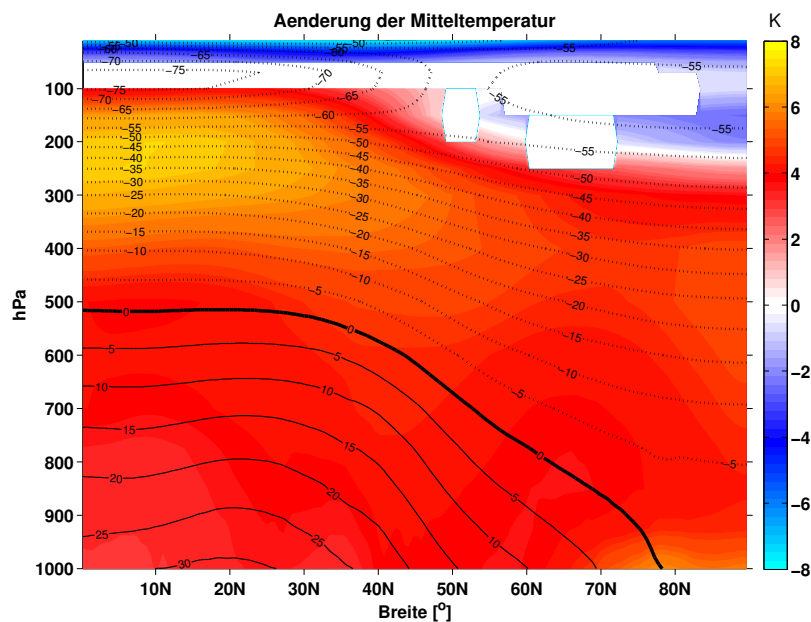


Abbildung 5.7.: Änderung der mittleren Temperatur in ASO in Kelvin, aufgetragen über Höhe (in hPa) und geographischer Breite. Farbiger hinterlegt ist die Differenz zwischen 20C_SI - 21C_SI, in Regionen in denen das Verhältnis der absoluten Differenz zur zeitlichen STD des 20C_SI ≥ 1 ist. Konturlinien in schwarz repräsentieren Isothermen der mittleren Temperatur im 20C_SI ($^\circ\text{C}$), negative Werte sind gestrichelt.

findet eine großräumige Erwärmung der unteren Atmosphäre gegenüber dem 20. Jahrhundert statt, die sich über alle Bereiche der Troposphäre erstreckt. Die verstärkte Erwärmung des polaren Bereichs in Bodennähe resultiert aus der Reduktion der SIC, dagegen wird die Erwärmung der oberen Troposphäre in den Tropen auf einen erhöhten Wasserdampfgehalt der Atmosphäre (und damit vermehrte Freisetzung von Kondensationswärme in 6 km bis 8 km Höhe) zurück geführt (*Soden und Held, 2006*). Der Einfluss der Reduktion der SIC im 21C_SI auf die Temperatur ist klar zu erkennen, die Wirkung auf das Klima der Nordhemisphäre ist jedoch, im Vergleich zur generellen Erwärmung der gesamten Troposphäre und der flächenmäßig viel größeren Temperaturzunahme in den Tropen, relativ klein. Die Struktur der verstärkten Temperaturzunahme nördlich von 60°N und vom Boden bis in etwa 800 hPa Höhe (Abb. 5.7), entspricht der Temperaturänderung zwischen 20C und 21C_SI (Abb. 4.5).

5.2.3. Meridionaler Temperaturgradient

Die Berechnung des MTG erfolgte nach der Definition in Kapitel 4.2.4. Der meridionale Verlauf und die Lage der Maxima des MTG in verschiedenen Höhen im 20C_SI, Abb. 5.8a, entsprechen im Spätsommer (ASO) denen aus der Winterjahreszeit (JFM). Die meridional unterschiedliche Erwärmung der Troposphäre, Abb. 5.7, führt zu einer Änderung des MTG, Abb. 5.8b. In Bodennähe überwiegt die Temperaturzunahme in den Polarregionen und der MTG nimmt im 1000 hPa Niveau um bis zu -2 K ab. Im Gegensatz zur starken Abnahme des MTG in den untersten drei Druckniveaus im 20C (Meeresieffekt, Abb. 4.7b), betrifft die Reduktion im 21C_SI nur das 1000 hPa Niveau und ist viel schwächer ausgeprägt. Im 300 hPa Niveau spiegelt sich die starke Erwärmung der Tropen wider, die zu einem Anstieg des MTG um +1 K bis +2 K führt. Nach Abb. 5.7 verstärkt sich der MTG oberhalb von 300 hPa weiter. Die dazwischen liegenden Druckniveaus weisen in ihren Änderungen eine

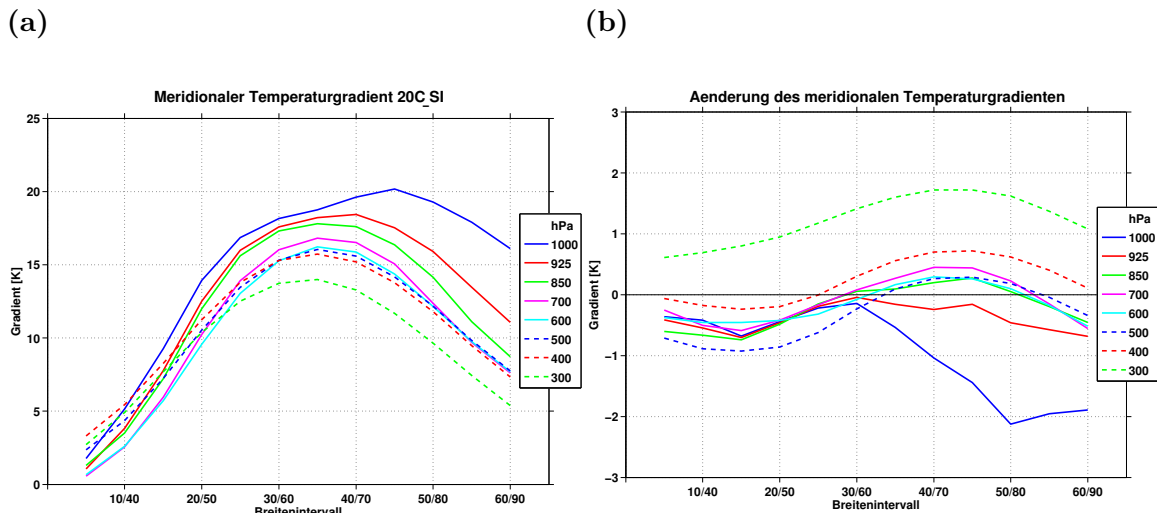


Abbildung 5.8.: Meridionaler Temperaturgradient in ASO in in K pro Breitenintervall, aufgetragen über Breitenintervalle. (a) Mittlerer Gradient im 20C_SI. (b) Differenz 21C_SI - 20C_SI. Farbige Linien repräsentieren verschiedene Höhenlevel in hPa (Legende).

meridionale Dreiteilung auf. Südlich der Breitenintervalle "30/60" und nördlich von "50/80" schwächt sich der MTG leicht ab ($-0,5\text{ K}$), während er im Bereich der mittleren Breiten leicht zunimmt ($+0,5\text{ K}$). Diese Änderungen sind extrem klein, da sich die Troposphäre nicht nur lokal, sondern überall erwärmt und die meridionalen Gradienten der Temperatur zum Großteil erhalten bleiben. Trotzdem besitzt die Troposphäre, durch den größeren MTG in der Höhe, im 21C-SI mehr potentielle Energie als im 20C-SI. Das schlägt sich in einer Intensivierung der großräumigen Zirkulation nieder (s. Kapitel 5.5.2).

5.3. Wärmeflüsse

In Abb. 5.9a und Abb. 5.10a sind die mittleren Wärmeflüsse im 20C-SI (ASO) dargestellt und so definiert, dass der Fluss von Ozean in Richtung Atmosphäre positiv ist. Höhere Durchschnittstemperaturen im Spätsommer als im Winter (Abb. 5.5a + Abb. 4.3a) verringern den vertikalen Temperaturgradienten zwischen SST und Lufttemperatur. Der fühlbare Wärmefluss in die Atmosphäre im 20C-SI verringert sich daher (bei gleicher Grundströmung) über dem Golfstrom, Kuroshio und Nordatlantischen Strom im Spätsommer (ASO, Abb. 5.9a) gegenüber dem Winter (JFM, Abb. 4.15a). Dagegen steigt der Wärmefluss in die Atmosphäre über den Polargebieten (Landflächen), Südeuropa, Nordafrika und Zentralasien, da sich die Oberfläche durch die intensivere Sonneneinstrahlung stärker erwärmt. Im 21C-SI nimmt der fühlbare Wärmefluss in die Atmosphäre, im Vergleich zum 20C-SI, über den Ozeanen, Nordamerika, Nord- und Zentralasien sowie über dem tropischen Afrika signifikant um -10 Wm^{-2} ab, Abb. 5.9b. Über dem Nordatlantik fällt die Abnahme mit -20 Wm^{-2} etwas stärker aus. Zunahmen zwischen $+10\text{ Wm}^{-2}$ bis $+30\text{ Wm}^{-2}$ sind über Süd-

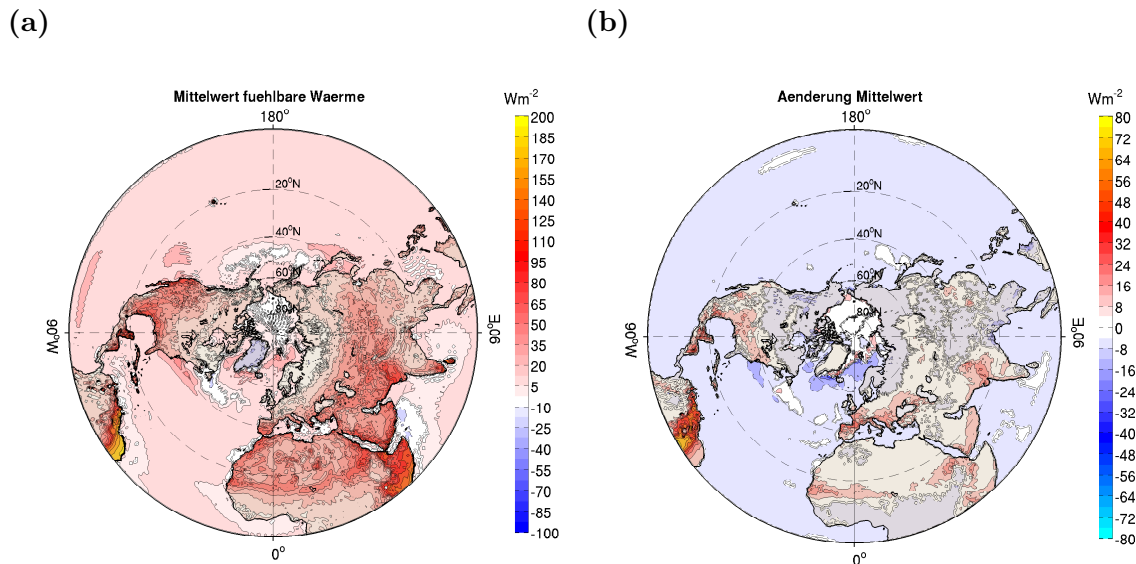


Abbildung 5.9.: Fühlbarer Wärmefluss in ASO in Wm^{-2} . (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C-SI. (b) Differenz 21C-SI - 20C-SI, farbig hinterlegt sind Regionen in denen das Verhältnis der absoluten Differenz zur zeitlichen STD im 20C-SI ≥ 1 ist.

europa und Teilen Nordafrikas und Lateinamerikas, über Indien und über dem Südteil Nordamerikas zu verzeichnen. Über der zentralen Arktis ändert sich der fühlbare Wärmefluss nicht, da immer noch Meereis vorhanden ist und der vertikale Temperaturgradient zwischen Ozean und Atmosphäre durch die generelle Erwärmung der Troposphäre (Abb. 5.5b + Abb. 5.7) abgeschwächt wird. Im Bereich der Eiskante, im 20C-SI, wo sich im 21C-SI offenes und damit wärmeres Wasser befindet, wird mehr fühlbare Wärme in die Atmosphäre transportiert ($+20 \text{ Wm}^{-2}$). Die direkt südlich davon liegende Reduktion des fühlbaren Wärmeflusses in die Atmosphäre stammt vom gleichen Prozess, wie im 20C gegenüber 20C-SI, nämlich dass die aus der Arktis stammende erwärmte Luft, und zusätzlich durch die globale Erwärmung aufgeheizten Luftmassen, große Wärmeflüsse in die Atmosphäre verhindert. Dieser Effekt überwiegt sogar die Zunahme der 10 m Windgeschwindigkeit um $+1 \text{ ms}^{-1}$ in dieser Region (nicht gezeigt). Der Meereiseffekt aus Kapitel 4 ist im 21C-SI schwach ausgeprägt wieder zu finden.

Der latente Wärmefluss in Abb. 5.10b nimmt um bis zu $+30 \text{ Wm}^{-2}$ zu und ist das Gegenteil der Abnahme im 20C in der selben Gegend (Abb. 4.14b). Die höhere Lufttemperatur ermöglicht die verstärkte Aufnahme von Feuchtigkeit und damit latenter Wärme. Zudem kann über die höhere Windgeschwindigkeit (nicht gezeigt) mehr Wärme wegtransportiert werden. Da die Lufttemperatur überall, auch südlich von 60°N ansteigt, fehlt im 21C-SI die Abnahme des latenten Wärmeflusses südlich der Eiskante (durch bereits mit Feuchte gesättigte Luftmassen aus der Arktis im 20C).

Der Effekt von Meereis ist also teilweise und sehr differenziert im 21C-SI wieder zu finden. Da die Wärmeflüsse im 20C nur in den Polarregionen (vom Nordpol bis maximal 40°N) Differenzen aufweisen, sind alle zusätzlichen Muster der veränderten Wärmeflüsse im 21C-SI durch die globale Erwärmung verursacht.

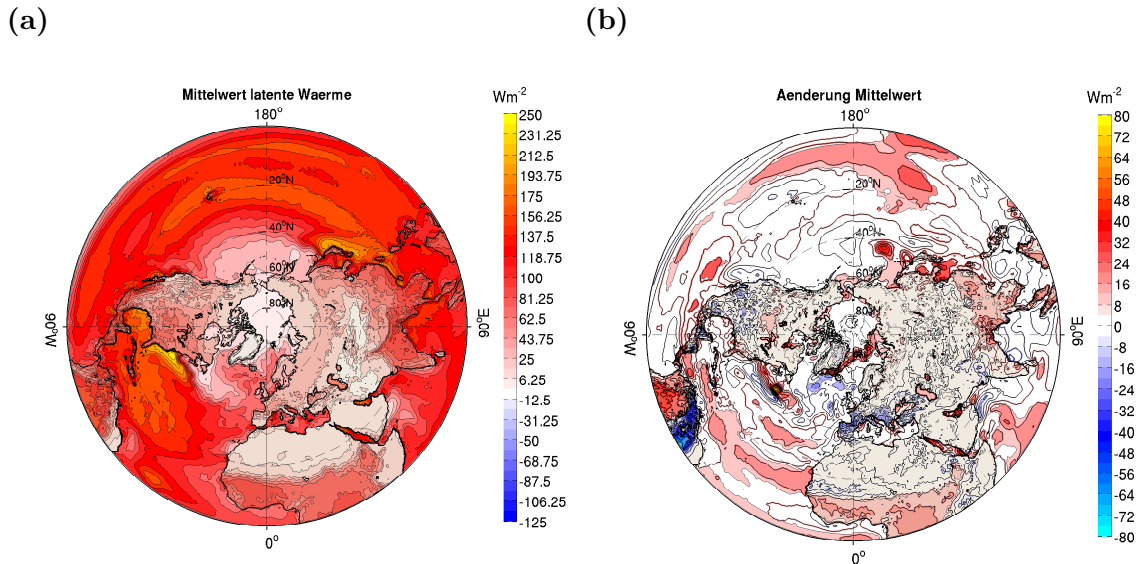


Abbildung 5.10.: Latenter Wärmefluss in ASO in Wm^{-2} . (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C-SI. (b) Differenz 21C-SI - 20C-SI, farbig hinterlegt sind Regionen in denen das Verhältnis der absoluten Differenz zur zeitlichen STD im 20C-SI ≥ 1 ist.

5.4. Niederschlag

Der zonal gemittelte Gesamtniederschlag (stratifomer + konvektiver Niederschlag als Regen und Schnee) im Spätsommer (ASO) ist in Abb. 5.11a zu sehen. Generell sind die Niederschlagsmengen im Spätsommer höher als im Winter (Abb. 4.16), da eine wärmere Atmosphäre mehr Wasser aufnehmen kann (Wasserdampfsättigungskurve). Das Maximum des Gesamtniederschlags liegt in den Tropen um $2^\circ - 3^\circ$ etwas nördlicher als im Winter (bei 10°N), das Minimum in den Subtropen statt 18°N zwischen $30^\circ\text{N} - 40^\circ\text{N}$. Ein zweites Maximum bei 40°N im Winter fehlt in ASO, jenes bei 60°N bleibt bestehen. Nördlich davon verringert sich der Niederschlag in Abb. 5.11a stetig auf Werte unterhalb derer in den Subtropen.

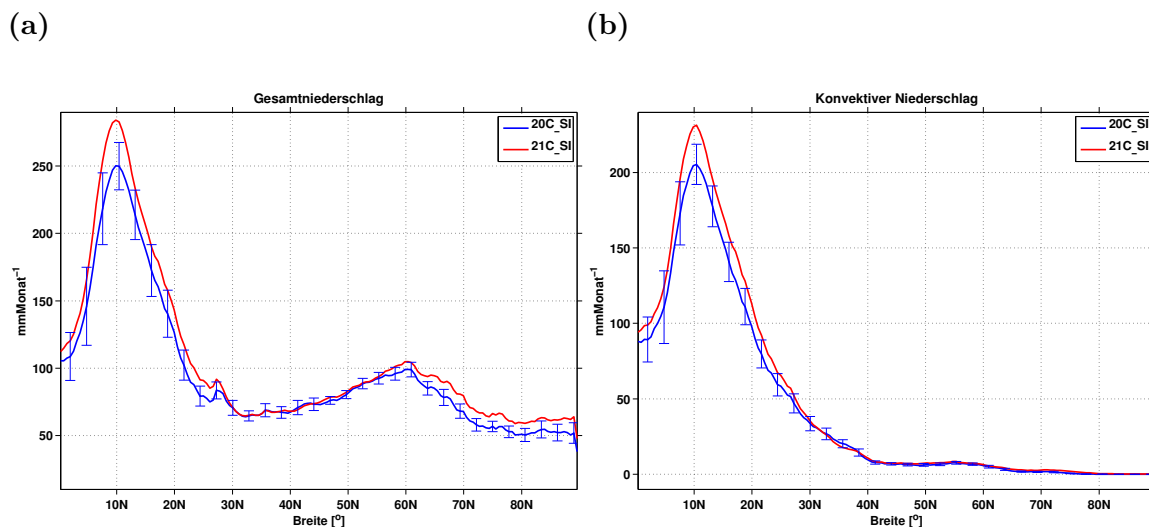


Abbildung 5.11.: Zonal gemittelter Niederschlag in ASO, aufgetragen über Niederschlagsmenge in mmMonat^{-1} und geographischer Breite. (a) Gesamtniederschlag im 20C_SI (blau) und 21C_SI (rot). Vertikale Balken (blau) repräsentieren ± 1 STD in der Zeit. (b) Konvektiver Niederschlag wie in (a).

Im 21C_SI nimmt der Gesamtniederschlag im tropischen Maximum (10°N) und nördlich von 60°N signifikant gegenüber dem 20C_SI zu. Diese Zunahme wird in den Tropen ausschließlich durch verstärkten konvektiven Niederschlag erreicht (Abb. 5.11b), wobei der Gesamtniederschlag in dieser Region zum großen Teil in konvektiver Form fällt. Ab 60°N Richtung Nordpol wird der Anstieg jedoch ausschließlich durch stratiformen Niederschlag erzielt. In Abb. 5.11b ist zu erkennen, dass im Spätsommer und Frühherbst (ASO), wie auch im Winter (JFM, Abb. 4.16b), der konvektive Niederschlag nördlich von 60°N nahezu null ist. Die vollständige Reduktion im 20C lies den konvektiven Niederschlag gegenüber 20C_SI nördlich von 70°N stark ansteigen (Abb. 4.16b), im 21C_SI ändert er sich in dieser Region jedoch nicht. Im Winter ist die Atmosphäre labil geschichtet, da sich kalte Luft über einer sehr warmen Wasseroberfläche (eisfrei) befindet, womit konvektiver Niederschlag ermöglicht wird. Im Spätsommer dagegen sind die Temperaturunterschiede geringer, teilweise auch gegenteilig (also wärmere Luft über kühlerem Wasser). Das Signal der globalen Erwärmung (Niederschlag steigt in den Tropen und leicht ab 60°N zum Nordpol hin an) überdeckt das

Eissignal nahezu vollkommen. Die einzige Übereinstimmung liegt in der Erhöhung der Niederschlagsmenge ab 60°N , die bei globaler Erwärmung ausschließlich stratiformer Art ist, während im 20C zusätzlich die konvektive Form zunimmt. In dieser Region verringert sich der SLP in beiden Fällen (Abb. 5.3b + Abb. 4.1b), wodurch die Konvergenz in Bodennähe zunimmt, Luft zum Aufstieg gezwungen wird und mehr Niederschlag fällt. Im Unterschied zur Zunahme des latenten Wärmeflusses in die Atmosphäre über den meereisfreien Flächen der Arktis im 20C (Abb. 4.14b), intensiviert sich der Wärmefluss im globalen Erwärmungsszenario nur über einem schmalen Gebiet über dem Nordatlantik (entlang der Eiskante im 20C_SI). Erst südlich von ungefähr 60°N (Abb. 5.10b) gibt es weitere Zu- und Abnahmen, die einen Einfluss auf die räumliche Niederschlagsverteilung und -art haben, und den Nicht-Anstieg des konvektiven Niederschlags im 21C_SI gegenüber dem 20C_SI erklären.

Im 21C_SI ändert sich die räumliche Verteilung des Niederschlages im Vergleich zum 20C_SI (Abb. 5.12b) hauptsächlich südlich von 40°N in Gebieten mit den höchsten mittleren Niederschlagsmengen (Abb. 5.12a). Nördlich von 60°N fallen $+10\text{mmMonat}^{-1}$ bis $+50\text{mmMonat}^{-1}$ mehr Niederschlag. Die Zunahmen sind räumlich sehr begrenzt, über Ozean und Land verteilt, und weisen viele lokale Strukturen auf. Der lokale Effekt der Reduktion des Meereises im 20C besitzt, bezüglich des Niederschlags, eine nur teilweise ähnliche Struktur zur Meereisverringerung im 21C_SI. Im 20C (Abb. 4.17b) intensiviert sich der Niederschlag großflächig über dem arktischen Ozean (in ähnlicher Größenordnung wie im 21C_SI) und wird durch eine leichte Reduktion über dem Nordatlantik ergänzt. Während im 20C ein großräumiger starker latenter Wärmefluss in die Atmosphäre über der gesamten Arktis Feuchtigkeit einträgt (Abb. 4.14b), ändert sich dieser im 21C_SI nur an den arktischen Küsten (Abb. 5.10b), da immer noch Meereis (mit einer isolierenden Wirkung) vorhanden ist.

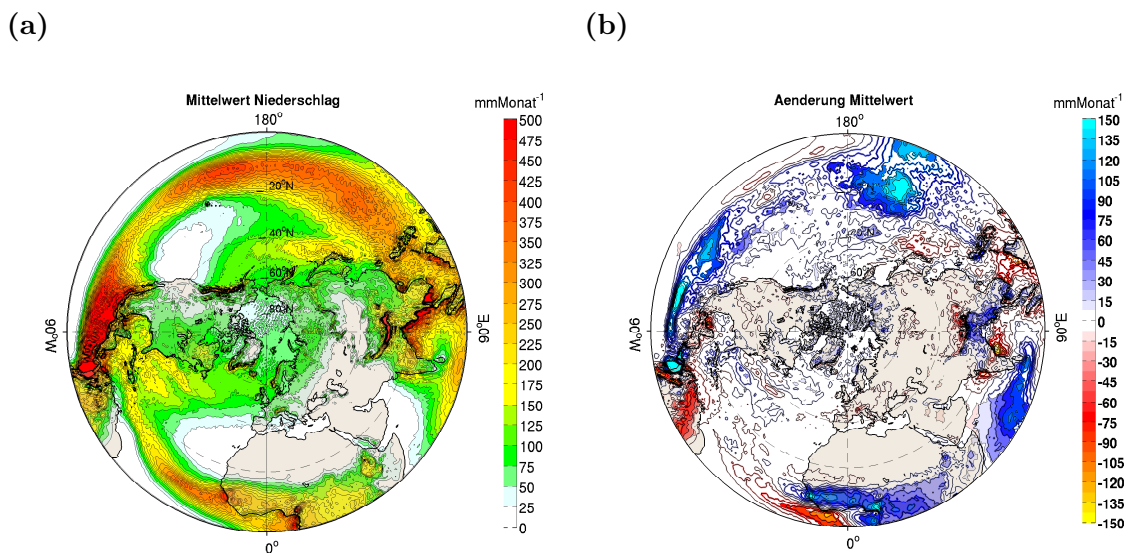


Abbildung 5.12.: Niederschlag in ASO in mmMonat^{-1} . (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI. (b) Differenz 21C_SI - 20C_SI, farbig hinterlegt sind Regionen in denen das Verhältnis der absoluten Differenz zur zeitlichen STD im 20C_SI ≥ 1 ist.

Schlussfolgernd lässt sich feststellen, dass die Änderungen der räumlichen Verteilung des Niederschlags bei globaler Erwärmung und der kompletten Reduktion des Meereises im 20C nur wenig Ähnlichkeiten aufweisen. Im 21C_SI wird die Arktis, im Gegensatz zu 20C, zu einer Feuchtequelle für die angrenzenden Landmassen, über denen der Niederschlag zunimmt.

5.5. Atmosphärische Zirkulation

Die großskalige Zirkulation hängt wesentlich von dem Temperaturunterschied zwischen Nordpol und Äquator ab, da über die Atmosphäre die überschüssige Energie der Tropen in die mittleren und hohen Breiten transportiert wird, um den MTG abzubauen. Da sich der MTG (s. Kapitel 5.2.3) nur im 1000 hPa Niveau im Norden abschwächt und im 300 hPa Niveau überall ansteigt, ist ein differenziertes Signal zu erwarten. Entscheiden ist, ob der Einfluss des arktischen Meereises oder der Einfluss der globalen Temperaturzunahme, stärker ist. Das wird in den folgenden Kapiteln anhand der zonalen und vertikalen Windgeschwindigkeit sowie der Massenstromfunktion untersucht.

5.5.1. Zonaler Wind

Im Spätsommer (ASO) des 20C_SI ist der maximale MTG gegenüber dem Winter (JFM) um ca. 5 K pro Breitenintervall kleiner und ca. 10° südlicher (vgl. ASO in Abb. 5.8 und JFM in Abb. 4.7). Dadurch liegt der Subtropenjet im 20C_SI um ca. 15° nördlicher bei knapp 50°N und erreicht eine maximale Durchschnittsgeschwindigkeit im 200 hPa Niveau von 26 ms⁻¹ (Konturlinien in Abb. 5.13), im Gegensatz zu 44 ms⁻¹ im Winter (Abb. 4.19). Im 21C_SI wird der Subtropenjet, im Vergleich zu 20C_SI, nach Norden verlagert. Weiterhin gewinnt er an Stärke im 100 hPa Niveau (bis +5 ms⁻¹) und wird konzentrierter (gebündelt), da über 30°N - 40°N und 80°N - 90°N die Westwinde um ca. -1 ms⁻¹ schwächer (bzw. die Ostkomponente stärker) werden. Die Tropopause liegt in den Tropen am höchsten, wodurch die Erwärmung bis in große Höhen gelangen kann (Abb. 5.7). Über den mittleren Breiten ist die Tropopause niedriger und die Erwärmung reicht auch nur in entsprechend geringere Höhen, zusätzlich kühlt direkt oberhalb der Tropopause die Stratosphäre ab. Dadurch erhöht sich der MTG in der oberen Troposphäre und verstärkt, über die thermische Windgleichung, die zonale Windgeschwindigkeit und die Anhebung des Kerns des Jetsreams. Dieses Muster ist zu den Änderungen im 20C, zum 20C_SI, im Winter (Abb. 4.19) sehr verschieden, fast das komplette Gegenteil.

Butler et al. (2010) untersuchen in ihrer Arbeit, mit Hilfe eines vereinfachten globalen Klimamodells, drei typische Temperaturmuster, die von nahezu allen Klimamodellen für die Zukunft prognostiziert werden. Dabei handelt es sich um die Erwärmung der oberen Troposphäre in den Tropen, die stratosphärische Abkühlung in den hohen Breiten und die bodennahe polare Erwärmung (Abb. 5.7). Sie analysieren die Effekte der drei Muster getrennt voneinander und erhalten ein ähnliches Bild des zonalen Windes wie in Abb. 5.13, für die Temperaturzunahme in den Tropen und die Abkühlung der Stratosphäre über dem Nordpol (*Butler et al.*, 2010, Tropen: Abb. 2, Stratosphäre: Abb. 5). Bei einer Erwärmung der bodennahen Schichten nördlich von 60°N (*Butler et al.*, 2010, Abb. 7) ergibt sich jedoch eine Verlagerung des Jetstreams nach Süden, also wie in Abb. 4.19. Dieser Prozess entspricht dem beobachteten Meereiseffekt aus Kapitel 4 und wirkt in der Arbeit von *Butler et al.* (2010) in die entgegengesetzte Richtung der zwei anderen Temperaturmuster. Bei der

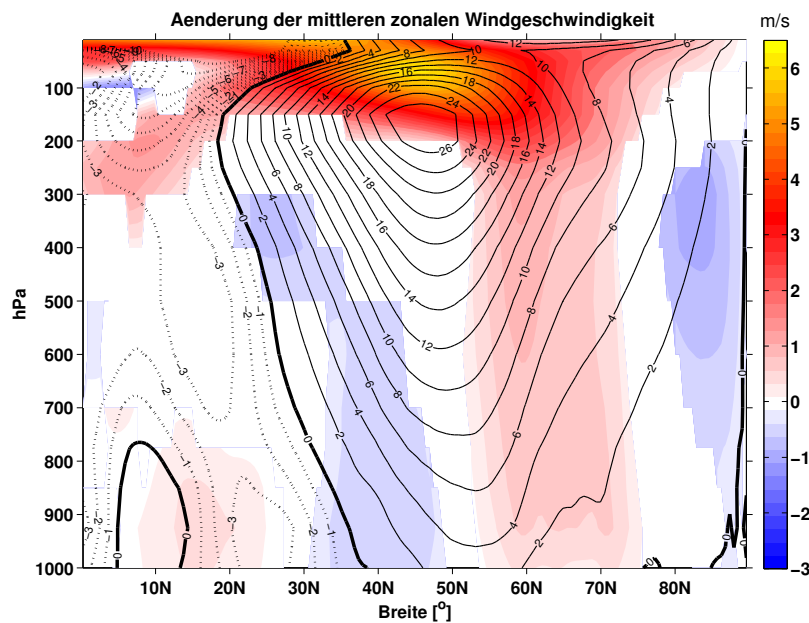


Abbildung 5.13.: Änderung der mittleren zonalen Windgeschwindigkeit in ASO in ms^{-1} , aufgetragen über Höhe (in hPa) und geographischer Breite. Statistisch signifikante Änderungen zwischen 21C_SI - 20C_SI sind farbig hinterlegt (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall). Konturlinien in schwarz repräsentieren Isotachen der mittleren Windgeschwindigkeit im 20C_SI, negative Werte sind gestrichelt.

Kombination aller drei Temperaturmuster veränderte sich, u.a. der zonale Wind, anders als die einfache Summe der drei einzelnen Muster, das heißt, dass nicht-lineare Prozesse vorliegen. Auf die hier vorliegende Arbeit bezogen, bedeutet das, dass der Meereiseffekt durch Signale der globalen Erwärmung entweder völlig überlagert oder nur abgeschwächt wird, da die verschiedenen Parameter linear oder nicht-linear zu einander stehen können. Für den zonalen Wind im 21C_SI bleibt die Vermutung, dass der Effekt der reduzierten SIC in der Arktis, einen dämpfenden Einfluss auf die nordwärtige Verlagerung und Intensivierung des Subtropenjets hat.

5.5.2. Massenstromfunktion

Anhand der meridionalen Massenstromfunktion ist die vertikale und meridionale Zirkulation der Atmosphäre im Spätsommer (ASO) des 20C_SI in Abb. 5.14 zu erkennen. Vom Äquator bis ca. 15°N befindet sich ein Teil der zyklonal rotierenden südlichen HZ, von 15°N bis etwa 40°N die antizyklonal rotierende nördliche HZ. Deutlich schwächer ausgeprägt befindet sich nördlich anschließend die indirekt angetriebene Ferrelzelle und nur sehr wenig Masse wird im Spätsommer in der polaren Zelle nördlich von 65°N bewegt. Im Spätsommer des 20C_SI wird weniger Masse meridional transportiert, als im Winter (JFM) des gleichen Zeitraums (Abb. 4.20). Die stärkere Erwärmung der oberen Troposphäre in den Tropen im 21C_SI gegenüber dem 20C_SI, (Abb. 5.7) und die daraus resultierende Zunahme des MTG ab 300 hPa Höhe (Abb. 5.8) führen zu einer Verlagerung der drei atmosphärischen Zellen nach Norden (farbige Schattierung in Abb. 5.14). Der Meereiseffekt zwischen 20C und 20C_SI

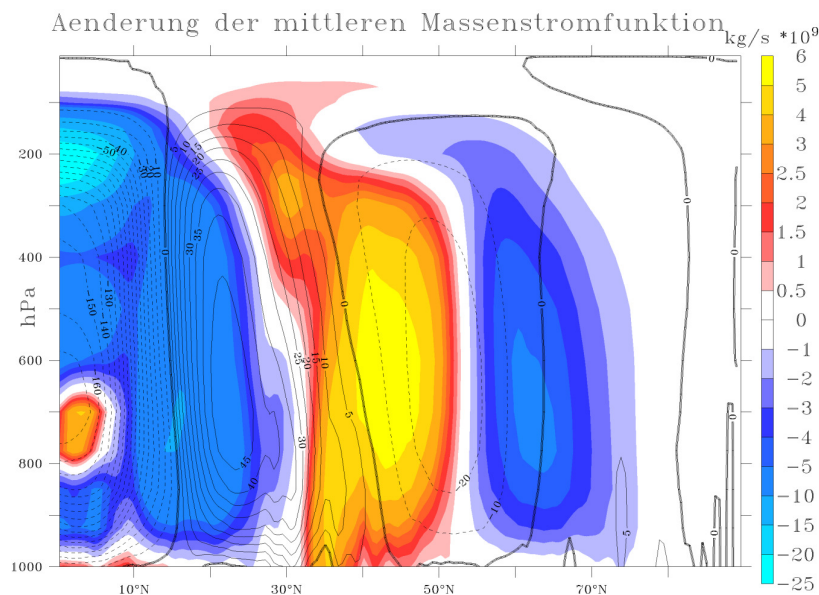


Abbildung 5.14.: Änderung der zonal gemittelten meridionalen Massenstromfunktion in ASO in $\text{kg s}^{-1} \cdot 10^9$, aufgetragen über Höhe (in hPa) und geographischer Breite. Farbige hinterlegt ist Differenz zwischen 21C-SI - 20C-SI. Konturlinien in schwarz repräsentieren Isolinien der mittleren Massenstromfunktion im 20C-SI, negative Werte (zyklonale Bewegung) sind gestrichelt.

aus Kapitel 4 führt zu einer südwardigen Verschiebung der Zellen (Abb. 4.20), wirkt also der globalen Erwärmung entgegen, deren Verschiebung nach Norden im 21C-SI jedoch überwiegt.

Um eine Aussage über die Intensität der meridionalen Umwälzbewegung zu erhalten, wird die Lage der nördlichen Grenze der HZ (Abb. 5.15) als Maß benutzt. Die Definition und Berechnung ist identisch mit jener in Kapitel 4.6.3. Im Spätsommer des 21C-SI (als Mittel über die Monate August-September-Oktober) verlagert sich die Grenze der HZ um 1° bis 2° nach Norden, wobei die Verlagerung am stärksten im 500 hPa Niveau ist. 15 weitere Klimamodelle prognostizieren, bei gleichen A1B-Szenario Vorgaben und gleicher Definition der Lage der HZ, im Ensemble Mittel eine nördliche Verschiebung von $0,5^\circ$ im 500 hPa Niveau (Lu et al., 2007, Abb. 2, pinkfarbene Hexagramme).

Reichler (2009) listet vier Gründe für die Verschiebung der HZ auf: Anhebung der Tropopause (Abkühlung der Stratosphäre durch Ozon und Erwärmung der Troposphäre durch Treibhausgase), extratropische Wirbelaktivität (treiben Subtropen- und polarjet an), Erhöhung der Schichtungsstabilität in den Tropen (stärkere Temperaturzunahme in der Höhe als in Bodennähe, Zunahme des MTG in oberer Troposphäre), Antrieb durch SST (z.B. während ENSO Verschiebung der HZ zum Äquator hin). Reichler (2009, Seite 153) fasst Studien zusammen, die darauf hinweisen, dass die Verschiebung der HZ bzw. die Ausdehnung der Tropen in der jeweiligen Sommerjahreszeit der Hemisphären stärker ausfällt, als im Winter und die Änderungen in der SH deutlicher sind. In der vorliegenden Arbeit ist die Verschiebung im Winter (JFM), zwischen 21C-SI und 20C-SI, mit ca. 1° nach Norden im 500 hPa Niveau (nicht gezeigt) geringer als im Sommer (ASO).

Der Effekt von Meereis auf das Klima ist im globalen Erwärmungsszenario nur indirekt zu erkennen, da er mit einer südwärts Verlagerung der atmosphärischen Zellen (am Beispiel

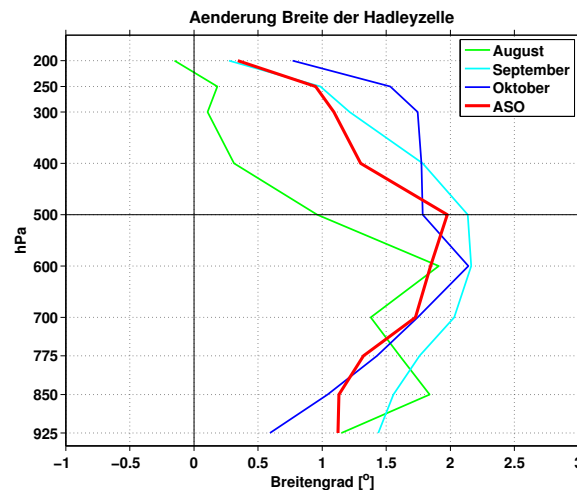


Abbildung 5.15.: Änderung der Lage der nördlichen Grenze der Hadleyzelle in ASO, aufgetragen über Höhe (1000 bis 10 hPa) und Breitengradänderung (in Grad). Positive Werte bedeuten eine Verlagerung nach Norden.

der HZ) der nordwärts Verschiebung entgegen wirkt. Die Größe beider Auswirkungen kann nicht ermittelt werden, da nicht bekannt ist in welcher Verbindung beide Prozesse stehen, das heißt sie könnten sich einfach linear überlagern oder eine nicht-lineare Beziehung besitzen. Hinweise auf eine nicht-lineare Beziehungen liefert u.a. *Butler et al.* (2010).

5.5.3. Vertikaler Wind

Die nordwärts Verschiebung der drei atmosphärischen Zellen, die in den vorherigen Kapiteln identifiziert wurde, ist ebenso in der zonal gemittelten vertikalen Windgeschwindigkeit im Spätsommer (ASO) in Abb. 5.16 zu erkennen. In der Hadleyzelle steigt vom Äquator bis 20°N warme Luft auf (negative Konturlinien) und sinkt über den Subtropen (20°N - 50°N) ab. Im Norden schließt sich die schwächer ausgeprägte Ferrelzelle an. Die Polarzelle ist in der vertikalen Windgeschwindigkeit nicht zu erkennen, bereits in der Massenstromfunktion ist sie nur schwach ausgeprägt (Abb. 5.14). Im 21C-SI ist die gesamte Atmosphäre von Veränderungen bezüglich dem 20C-SI betroffen und erreicht größere Werte als im 20C (bezüglich 20C-SI) in Abb. 4.22. Durch den geringeren MTG im Spätsommer (20C-SI) als im Winter sind die Zellen von geringerer Stärke und, aufgrund des nördlicheren Zenits der Sonne, nach Norden verschoben. Im 21C-SI wandern die Zellen weiter in nördliche Richtung.

Sinkt der SLP, strömt vermehrt Luft am Boden aufeinander zu (konvergiert) und kann nur nach oben aufsteigen (low-level-convergence). Eine Änderung im Bodenluftdruck ist damit auch in der vertikalen Windgeschwindigkeit, durch eine Zunahme der vertikalen Geschwindigkeit nach oben, in Abb. 5.16 zu erkennen. Zwischen 25°N - 45°N sowie 65°N - 80°N wird die zum Boden gerichtete vertikale Geschwindigkeit geschwächt, da Luft verstärkt aufsteigt, und deckt sich mit Gebieten einer SLP-Abnahme (Abb. 5.3b) über der Arktis und den Subtropen.

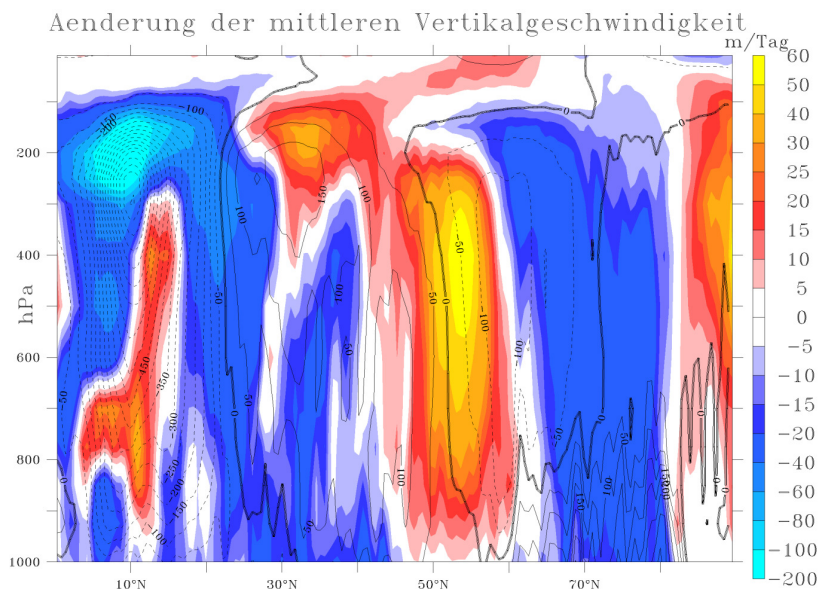


Abbildung 5.16.: Änderung der zonal gemittelten vertikalen Geschwindigkeit in ASO in $mTag^{-1}$, aufgetragen über Höhe (in hPa) und geographischer Breite. Farbige hinterlegt ist Differenz zwischen 21C-SI - 20C-SI. Konturlinien in schwarz repräsentieren Isotachen der mittleren vertikalen Geschwindigkeit im 20C-SI, negative Werte (Bewegung nach oben) sind gestrichelt.

5.6. Muster der Variabilität

Die Muster der Variabilität werden, wie im Kapitel 4.7, mit Hilfe der EOF Analyse Technik für die Jahreszeiten Spätsommer und Frühherbst (ASO) analysiert. Die Moden der Variabilität sind auf der Nordhalbkugel meist im Winter stärker ausgeprägt, da die mittlere atmosphärische Zirkulation, angetrieben durch einen stärkeren MTG, kräftiger ist (*Trenberth et al.*, 2007, S. 286). So ist z.B. die NAO am stärksten im Winter (Dezember bis März) ausgeprägt, aber über alle Jahreszeiten verteilt der führende Mode (*Hurrell et al.*, 2003). Im folgenden Abschnitt werden die Variabilitätsmuster des SLP, anhand von EOF und REOF Analysetechniken, im 20C-SI und 21C-SI in ASO untersucht.

5.6.1. EOF Analyse des Luftdrucks

Die Berechnung der EOF Muster des SLP erfolgte analog zu Kapitel 4.7.1 mit dem Fall "Winter". Das heißt die zu analysierende Zeitreihe besteht hier aus aneinander gereihten Mittelwerten über die saisonalen Anomalien August - September - Oktober. Die erklärten Varianzen der ersten 20 EOF Muster sind in Abb. 5.17 zu sehen. Der erste Mode im 20C-SI beschreibt im Spätsommer mit 22,9 % nur ungefähr die Hälfte an erklärter Varianz gegenüber dem Winter (JFM, Abb. 4.23a), in beiden Fällen ist der erste Mode jedoch vom zweiten, nach dem Kriterium von *North et al.* (1982), klar separiert. Im 20C-SI werden im Spätsommer zehn Muster benötigt, um ca. 90 % der Gesamtvarianz zu erklären ($N_{spatial}$), im Winter gerade ein mal vier. Die Änderungen im 21C-SI fallen, bezüglich der erklärten Varianzen, in ASO sehr klein aus. Auch die effektive Anzahl der räumlichen Freiheitsgrade ($N_{spatial}$) bleibt praktisch gleich. Außerdem sind die führenden Moden im 21C-SI nicht

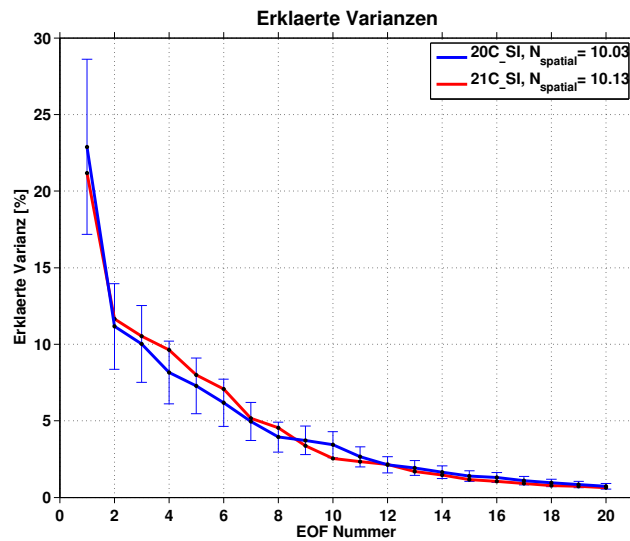


Abbildung 5.17.: Erklärte Varianzen (in % der Gesamtvarianz) der EOF Muster, berechnet aus Monatsmittel SLP-Anomalien für ASO von 20°N - 90°N . Berechnung basierend auf dem Mittelwert der Monatsmittelanomalien. Blaue Linien repräsentieren **20C_SI** inkl. Fehlerbalken nach North *et al.* (1982), rote Linien bedeuten **21C_SI**.

von denen im 20C_SI separiert, sondern liegen innerhalb der Streuung der Moden aus dem 20C_SI.

Dass sich die erklärten Varianzen zwischen dem 20. und 21. Jahrhundert in diesem Modell und zu dieser Jahreszeit nicht signifikant voneinander unterscheiden, sagt noch nichts über die räumliche Struktur der Moden aus, welche in Abb. 5.18 dargestellt sind. Dort sind die ersten zwei EOF Muster für das 20C_SI (a)-(b) und das 21C_SI (c)-(d) zu sehen. Es erscheint wenig sinnvoll, mehr als zwei EOF Moden zu betrachten, da nur der erste Mode von den anderen klar getrennt ist. Innerhalb der restlichen Moden können die Muster der Variabilität verschoben sein und sich gegenseitig beeinflussen. Das dominante Muster im 20C_SI besitzt eine AO ähnliche räumliche Struktur. Es besteht aus einem Maximum über der Arktis, mit Kern über Spitzbergen, und zwei entgegengesetzt schwingenden Zentren hoher Variabilität über Mitteleuropa und dem Nordostpazifik. EOF Nummer zwei weist kleinskaligere Muster auf, deren Zentren sich an der Grenze der Arktis zu den mittleren Breiten befinden. Im 21C_SI ist der führende Mode fast ein Monopol mit Zentrum über der Beringstraße und erstreckt sich über die Gebiete, wo das Meereis stark reduziert ist (vgl. Abb. 5.2). Eine Tripolstruktur, und damit AO ähnliche Struktur, ist im zweiten Muster des 21C_SI zu erkennen. Dieses Muster einer Schaukel zwischen den mittleren und hohen Breiten erklärt im 21C_SI weniger der Gesamtvarianz, verliert also an Bedeutung. Dagegen setzt sich ein Muster durch, das den Rückgang des Meereises und die damit verbundene Zunahme der STD des SLP in Abb. 5.4b wider spiegelt, ganz im Gegensatz zum Winter im 20C, wo das dominante Muster zwar abgeschwächt wird, aber weiterhin das führende Muster bleibt. Die räumlichen Änderungen der STD des SLP stimmen in erster Linie gut mit den Änderungen des EOF Muster überein. Das Maximum der STD über der Barents- und Laptevsee im 20C_SI verlagert sich im 21C_SI in Richtung Westeuropa, Zentralsibirien und die Beringsee.

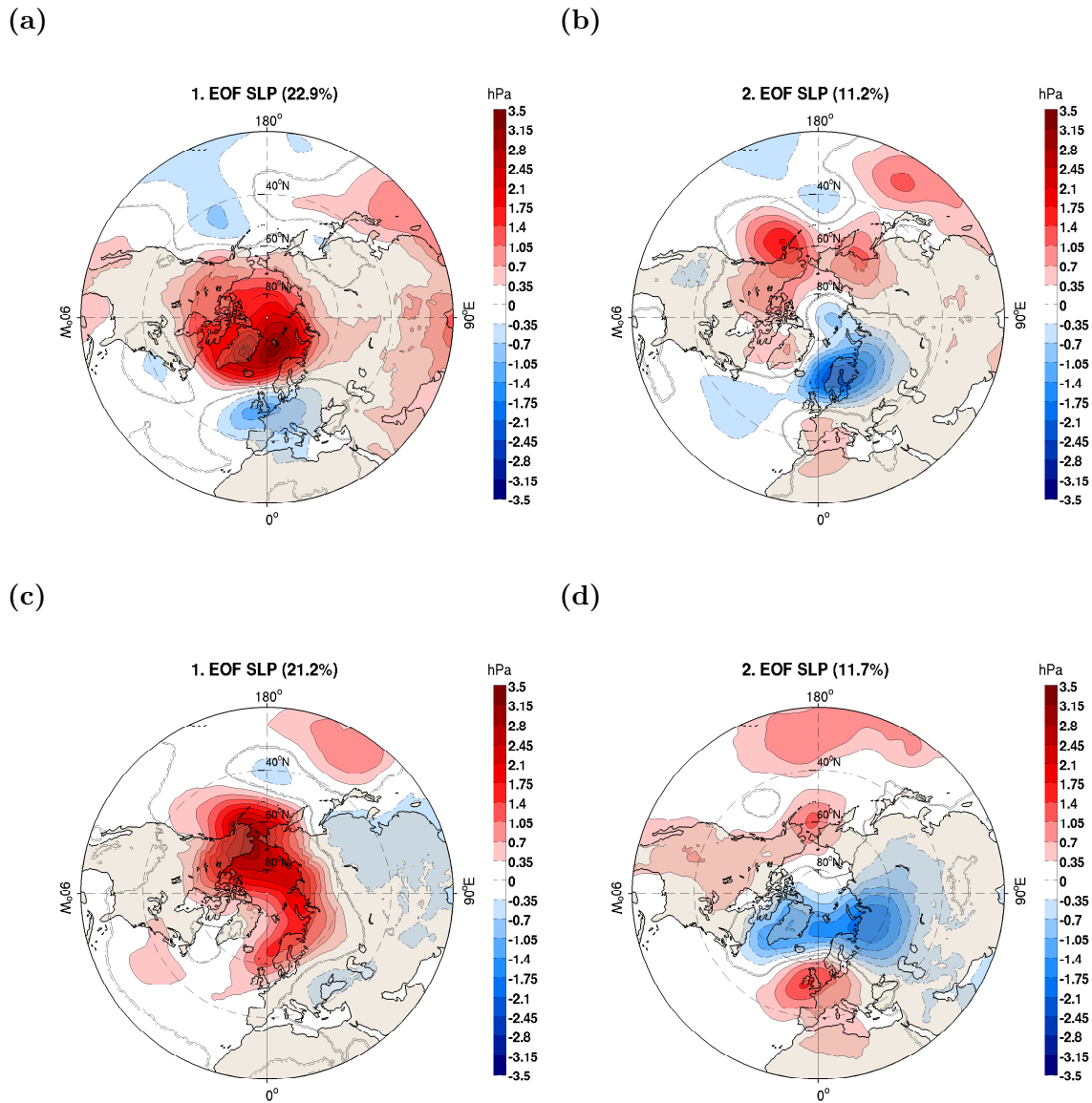


Abbildung 5.18.: Die ersten zwei EOF Muster der SLP-Anomalien für ASO über 20°N - 90°N . Erklärte Varianz zum zugehörigen Muster in Klammern. (a)-(b): 20C-SI, (c)-(d): 21C-SI.

Es bleibt zu berücksichtigen, dass die Resultate aus nur einem einzigen Klimamodell stammen. Bayr (2010) analysierte in seiner Arbeit die Variabilität des SLP für Sommer (JJA) mit einem Multi-Model-Ensemble des vierten IPCC Berichts. Der erste Mode in Bayr (2010, Abb. 7.7(a)) weist im 20C-SI eine sehr ähnliche Struktur zu der in Abb. 5.18a auf. Jedoch wird im 21C-SI (Zeiträume in beiden Arbeiten identisch) der erste Mode abgeschwächt und ändert nicht die Struktur, während Mode zwei an Einfluss gewinnt. Es unterscheiden sich leicht die verwendeten Zeiträume in Bayr (2010) und dieser Arbeit sowie die Berechnungsmethode, in Bayr (2010) auf einzelnen Monatsmittelanomalien, in der vorliegenden Arbeit

jedoch auf dem Mittelwert über die saisonalen Anomalien August bis Oktober.

5.6.2. Rotierte EOF Analyse des Luftdrucks

Durch die schwächer als im Winter ausgeprägten Luftdruckgegensätze im Spätsommer und Frühherbst ist die Auswertung der EOF Analyse auf das erste, maximal das zweite, Muster begrenzt. Deutlich besser gelingt die Analyse der rotierten EOF Moden, die hier wie in Kapitel 4.7.2 berechnet wurden.

Das erste REOF Muster im 20C-SI in Abb. 5.19a ist nahezu identisch zu dem ersten rotierten Mode für Sommer (JJA) in *Rogers und McHugh* (2002, Abb. 2a), welcher auf ähnliche Weise berechnet wurde. Deren zweiter Mode hat nur noch geringe Ähnlichkeit zu dem in Abb. 5.19b. *Rogers und McHugh* (2002) bezeichnen den ersten Mode als NAO, den zweiten als AO ähnliches Muster. Das erste REOF Muster in *Rogers und McHugh* (2002, Abb. 2a) zeigt eine Tripolstruktur mit Druckschwankungen zwischen der Arktis, mit Kern über Spitzbergen, und den mittleren Breiten. Die räumliche Struktur gleicht dem ersten EOF Muster in Abb. 5.18a. Das zweite REOF Muster besteht in *Rogers und McHugh* (2002, Abb. 2b) aus einem starken Zentrum über dem arktischen Ozean, mit Neigung zur Laptevsee, und entgegengesetzter SLP Variabilität über Nordamerika und Ostasien. Die verbleibenden vier

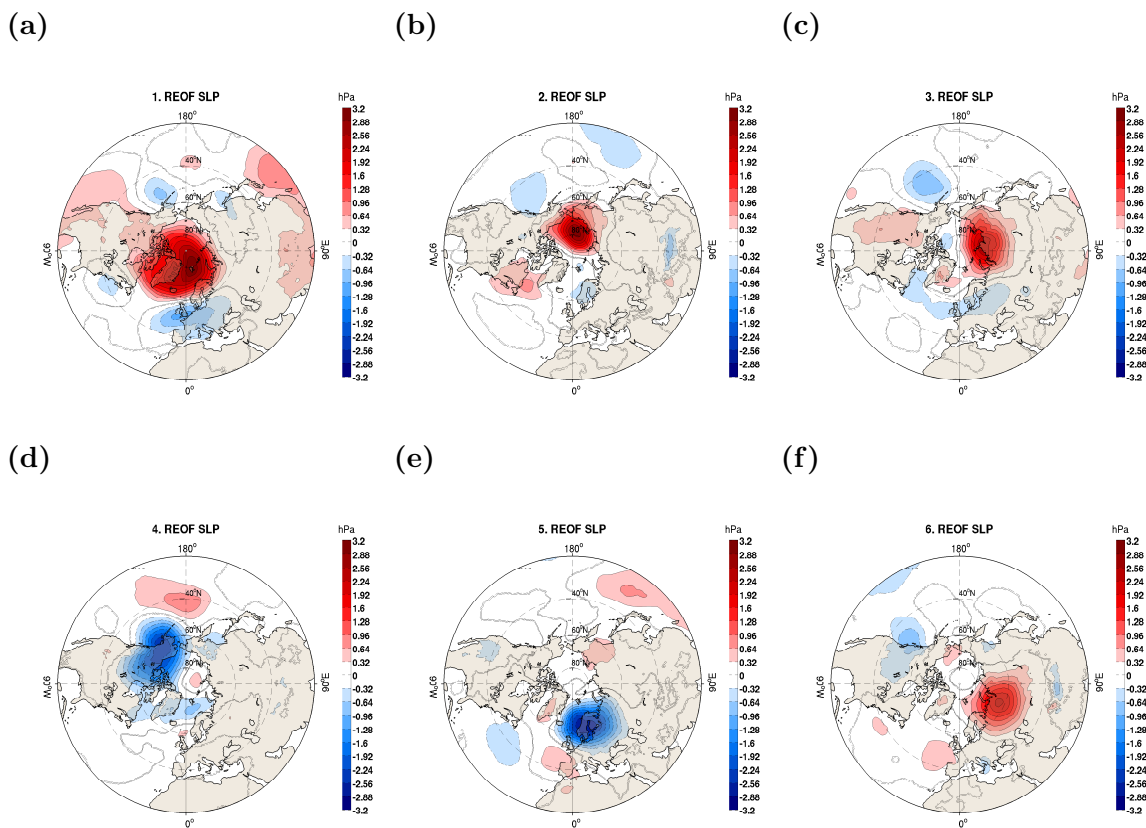


Abbildung 5.19.: Die ersten sechs rotierten EOF Muster (REOF) der SLP-Anomalien für ASO im 20C-SI über 20°N - 90°N, entsprechend der jeweiligen Norm absteigend sortiert.

REOF Muster im 20C_SI in Abb. 5.19c-f beschreiben Telekonnektionen zwischen den Zentren maximaler Variabilität in der Arktis und den SLP-Anomalien in den mittleren Breiten. Der globale Anstieg der Temperatur verursacht teilweise Veränderungen in den führenden Mustern der Variabilität des SLP im 21C_SI. Der erste rotierte Mode (Abb. 5.20a) bleibt dem NAO Muster des 20C_SI ähnlich, jedoch verschieben sich die Zentren maximaler Variabilität in der Arktis hin zur Laptevsee und über Europa etwas nach Osten, während über dem Pazifik eine Verschiebung nach Westen erfolgt.

Der physikalische Prozess, der die meiste Variabilität erklären kann, bleibt im 21C_SI eine Schwankung zwischen der zentralen Arktis und den mittleren Breiten. Außerdem sind die vierten und fünften REOF Moden im 20C_SI (Abb. 5.19c+d) im 21C_SI in der Reihenfolge vertauscht (Abb. 5.20d+c) und jeweils leicht verschoben. REOF Nummer zwei + drei + fünf unterscheiden sich zwischen den zwei Jahrhunderten, was heißt, dass die im 20C_SI wichtigen Moden an Einfluss verlieren und durch, zumindest im 21C_SI, wichtigere Moden ersetzt werden. Dabei spiegelt sich in Abb. 5.20b+c+f) die Änderung der STD des SLP in Abb. 5.4b wider, denn in allen drei Moden liegen die Zentren maximaler Variabilität in den Bereichen der stärksten Zunahme der STD des SLP (zweite EOF Beringstraße, Ostsibiren; dritte + fünfte EOF Nordatlantik und Sibirien). Im 20C_SI war die Variabilität der drei Moden stark auf Sibirien (dritte + fünfte REOF) konzentriert.

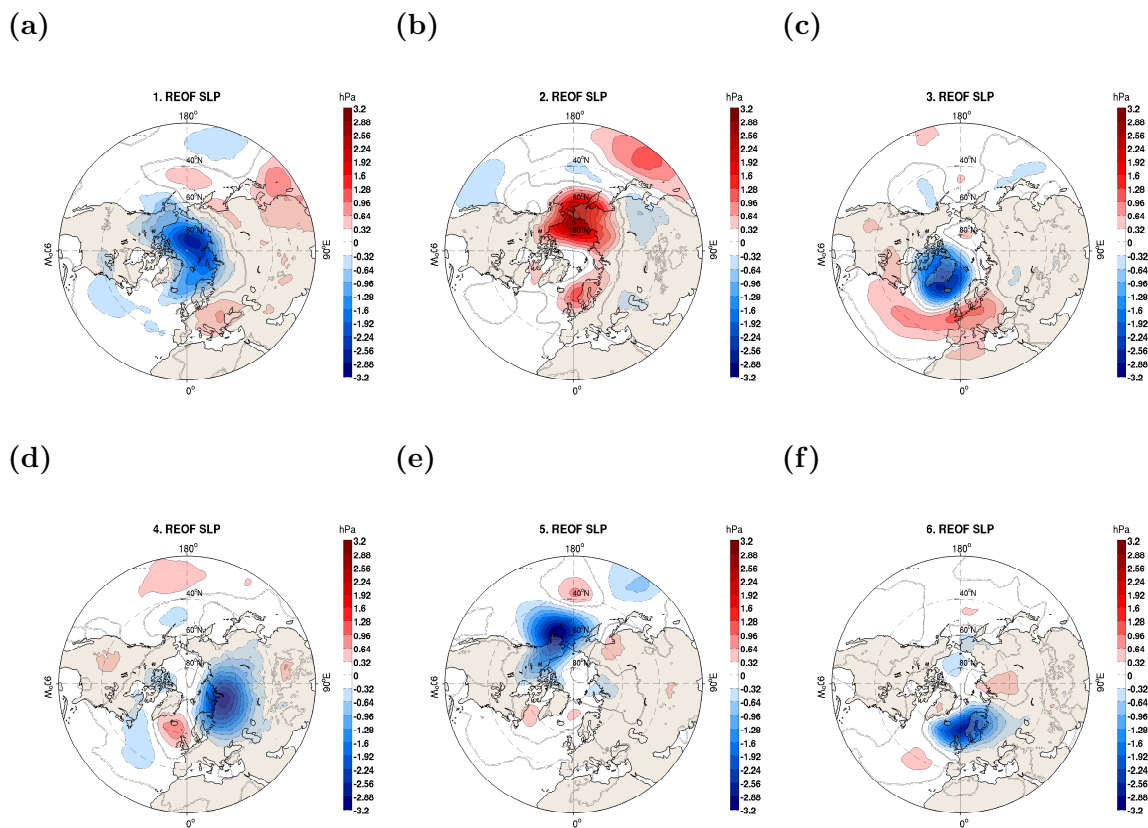


Abbildung 5.20.: Die ersten sechs rotierten EOF Muster (REOF) der SLP-Anomalien für ASO im 21C_SI über 20°N - 90°N, entsprechend der jeweiligen Norm absteigend sortiert.

Durch die Reduktion des arktischen Meereises sowie die globale Erwärmung wird die Variabilität des SLP im Spätsommer zwischen 20C_SI und 21C_SI unterschiedlich verteilt. Drei der sechs führenden rotierten Moden bleiben, in leicht veränderter räumlicher Struktur, bestehen und drei neue kommen dazu. Eine Abschätzung, welcher Effekt im 21C_SI stärker wird, ist nicht machbar. Es deutet sich der Meereiseffekt in Abb. 5.20 an, da die maximale Variabilität in Gebieten vorkommt, die von der Reduktion des Meereises am meisten betroffen sind, nicht aber in den mittleren oder niederen Breiten. Aufgrund fehlender wissenschaftlicher Literatur zur SLP Variabilität der Sommermonate im globalen Erwärmungsszenario, konnten keine Vergleiche zu anderen Arbeiten gezogen werden.

6. Diskussion

6.1. Einfluss des arktischen Meereises auf das Winterklima im 20. Jahrhundert

In dieser Arbeit wurde in einem hoch aufgelösten Atmosphärenmodell (ECHAM5.3) der Einfluss von arktischem Meereis auf das Klima der Nordhemisphäre zum einen im Winter des 20. Jahrhunderts (Meereiseffekt) untersucht und zum anderen dieser Effekt im prognostizierten Sommerklima am Ende des 21. Jahrhunderts abgeschätzt. Um den Einfluss von Meereis separat betrachten zu können, wurde im Modell die Meereisbedeckung der Arktis ganzjährig durch offenes Wasser am Gefrierpunkt ersetzt und die Analyse in Kapitel 4 auf das 20. Jahrhundert, wo die anthropogen verursachte globale Erwärmung im Vergleich zum 21. Jahrhundert noch gering ist, beschränkt. Zudem fiel die Betrachtung auf die Jahreszeit mit maximaler Meereisbedeckung (Januar bis März), um die größtmöglichen Auswirkungen im Klima erkennen zu können.

Der Luftdruck auf Meeresniveau reduziert sich im 20C, im Vergleich zu 20C-SI, über dem arktischen Ozean entlang der kanadischen Küste (-6 hPa) und über dem Nordosten Nordamerikas bis in den Nordatlantik zwischen 30°N und 50°N (-3 hPa). Über Nordasien und Nordeuropa sowie Grönland steigt der Luftdruck um bis zu +6 hPa. Dieses Änderungsmuster widerspricht damit auf den ersten Blick der Erwartung, dass aus rein thermodynamischer Sicht der Luftdruck am Boden abnimmt, wenn die Luft erwärmt wird, da die Dichte der Luft abnimmt. So ist eine großräumige Abnahme über den meereisfreien Flächen des arktischen Ozeans zu erwarten gewesen. Es ändert sich jedoch die Dynamik der Atmosphäre, da das Sibirienhoch an Stärke gewinnt und seinen Einfluss über dem Nordatlantik vergrößern kann. Zudem gibt es Änderungen im SLP bis 30°N, obwohl die südlichste Lage der Eiskante bei maximal 60°N liegt.

Die Änderungen der 2 m Temperatur ist in erster Linie räumlich auf die Polarregion und die hohen Breiten begrenzt. Dabei steigt die 2 m Temperatur direkt über dem arktischen Ozean um bis zu +25 K und spiegelt die Durchschnittstemperatur sowie die ungefähre Lage der Eiskante im 20C-SI wider, da die SST im 20C und 20C-SI identisch sind. Durch bodennahe Winde, Diffusion und Wirbeltransporte wird das Erwärmungssignal Richtung Süden transportiert (maximal bis 40°N). Über Zentralsibirien kühlt sich die 2 m Lufttemperatur jedoch signifikant um -1 K bis -2 K ab. Dafür könnten drei Prozesse verantwortlich sein. Zum Ersten eine häufigere blockierende Hochdrucklage, durch einen schwächeren MTG und damit schwächere Westwinde (*Newson, 1973*). Zum Zweiten die veränderte räumliche SLP Verteilung über Asien im 20C, die vermehrt kühlere kontinentale Luft aus nördlichen Breiten (aus Regionen ohne Erwärmung) heran advehiert, *Royer et al. (1990)*. Und zu guter Letzt eine intensivierte Isolation des Sibirienhochs von umliegenden wärmeren und feuchteren Luftmassen, die in einer verstärkten Abkühlung der Luft im Winter resultiert. Die Temperaturzunahme über der Polarregion wird in der Höhe schwächer und reicht bis in

700 hPa Höhe, während die Abkühlung über Sibirien bis in das 500 hPa Niveau die räumliche Struktur und Amplitude nicht ändert.

Durch die Erwärmung der Luft über der Arktis hebt sich das Geopotential über die gesamte Luftsäule bis ins 300 hPa Niveau und schwächt den winterlichen Polarwirbel ab. Zusätzlich zu diesem erwarteten räumlichen Muster gibt es im Nordatlantik eine Hebung um ca. +20 gpm bei 20°N und Absenkung um ca. -40 gpm bei 50°N, die nicht aus einer Änderung der Temperatur in Bodennähe stammen können, da im 20C und 20C_SI von gleichen Ausgangsbedingungen ausgegangen wird. Ausgangspunkt dieser Änderung der Dynamik der Atmosphäre könnte der SLP im Nordatlantik sein. Sinkt dieser am Boden, nimmt die Konvergenz in diesem Bereich zu, was Luftmassen zum Aufsteigen zwingt und durch adiabatische Expansion (Kompression) in höheren Schichten zu einer Abkühlung (Erwärmung) führt. Royer *et al.* (1990) schlugen diesen Mechanismus in ihrer Arbeit vor, da sie ein sehr ähnliches Signal erhielten. Ein weiterer Beweis dieser Theorie ist die Temperaturänderungen vom 700 hPa bis ins 300 hPa Niveau, die an den selben geographischen Stellen eine Erwärmung bzw. Abkühlung aufweist.

Die relative Schichtdicke, ein Maß für die Schichtmitteltemperatur, zwischen 500 hPa und 1000 hPa wird durch die Erwärmung über der Arktis größer, während sie sich nicht zwischen 300 hPa und 500 hPa ändert und die Tropopause dadurch angehoben wird.

Änderungen der Wärme Flüsse zwischen 20C und 20C_SI sind auf die hohen Breiten und Regionen über dem Ozean begrenzt. Es wird dort mehr latente und fühlbare Wärme in die Atmosphäre transportiert, wo Meereis durch offenes Wasser ersetzt wird. Südlich der Eiskante (im 20C_SI) nehmen die Wärme Flüsse aus dem Ozean ab. Über diese Gebiete wird vorwiegend Luft mit arktischem Ursprung transportiert, wodurch ein geringerer vertikaler Temperaturgradient vorherrscht und die Luft bereits zusätzliche Feuchtigkeit aufgenommen hat. Zudem nimmt die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe südlich der Eiskante, im 20C_SI, um ca. -1 ms^{-1} ab und über den meereisfreien Flächen um bis zu $+3 \text{ ms}^{-1}$ zu. Dadurch wird weniger Wärme aus den nördlichen Regionen der beiden Ozeane (Atlantik und Pazifik) weg advehiert, jedoch entlang der arktischen Küsten verstärkt Wärme aus dem Ozean in andere Bereiche advehiert und die Wärme Flüsse in die Atmosphäre nehmen zu.

Auch beim Niederschlag sind die Änderungen im 20C räumlich auf Gebiete der Verringerung der SIC begrenzt. Über dem arktischen Ozean fällt, durch den Anstieg des latenten Wärmeflusses, bis zu $+50 \text{ mmMonat}^{-1}$ mehr Niederschlag, wobei der konvektive Niederschlag nördlich von 70°N sprunghaft ansteigt und ca. 20 % - 30 % der Niederschlagszunahme über der Arktis ausmacht. Die konvektive Niederschlagsform ist für einen vertikalen Transport von Wärme in höhere Luftschichten verantwortlich, die bei der Kondensation von Wasser freigesetzt wird und erklärt damit die, in der Höhe, begrenzte Erwärmung der unteren Troposphäre. Die Arktis wird keine Feuchtequelle für angrenzende Regionen.

Einen wichtigen Antrieb der atmosphärischen Zirkulation stellt der MTG dar. Dieser verringert sich nur in den unteren Schichten der Troposphäre (1000 hPa bis 700 hPa) vom Nordpol bis in die Subtropen, am stärksten nördlich von 50°N um bis zu -15 K pro Breitenintervall im 1000 hPa Niveau. Der Subtropenjet wird stärker auf 30°N fokussiert und nimmt dort um $+1 \text{ ms}^{-1}$ zu. Dagegen nimmt die zonale Windgeschwindigkeit im Bereich des Polarjets um -1 ms^{-1} bis -3 ms^{-1} ab. Beide Windgeschwindigkeitsänderungen erstrecken sich über die gesamte Luftsäule. Eine weitere Folge des abgeschwächten MTG ist eine Verlangsamung und südwärtige Verlagerung der drei atmosphärischen Zellen, Hadley-, Ferrel- und Polarzelle, sowohl sichtbar in der Massenstromfunktion als auch in der vertikalen Windgeschwindigkeit.

Als Maß für die Intensität wird die Lage der nördlichen Grenze der HZ benutzt, die sich in diesem Experiment im 20C gegenüber 20C_SI um $0,5^\circ$ nach Süden verschiebt. Die meridionale Umwälzbewegung, über die Wärme aus den Tropen in die hohen Breiten transportiert wird, verliert an Stärke.

Die führenden Muster der Variabilität des SLP im 20C_SI verlieren im 20C an Bedeutung, da sie nur noch einen kleinen Teil der Gesamtvarianz erklären. Zudem wird das System im 20C komplexer, da zwei Moden mehr zur Beschreibung von 90 % der Gesamtvarianz benötigt werden. Das dominante Muster der Variabilität im 20C bleibt die AO, jedoch erklärt sie -10 % weniger Varianz, als im 20C_SI. Als zweiter und dritter wichtigster Mode kommen Muster zum Zuge, die im 20C_SI nicht in den ersten sechs EOF Mustern auftauchen und damit dort weniger als 5 % erklären. Mode Nummer zwei besteht aus einem starken Variabilitätssignal mit Kern über dem Ostpazifik und, mit gleichem Vorzeichen, über der Labrador- und Karasee. Das dritte Muster sieht in der Struktur den Änderungen im SLP sehr ähnlich, außer über dem Pazifik. Der schwächere MTG schlägt sich in einer Abnahme der Gesamtvariabilität des SLP im 20C nieder.

Auch in den physikalisch leichter interpretierbaren REOF bleibt die AO der dominante Mode, jedoch ist das Signal über der Arktis etwas mehr verschmiert und die Zentren in den mittleren Breiten nach Westen verschoben. Die zweite REOF beschreibt das Nordpazifik Muster, welches im 20C_SI erst in der fünften REOF auftaucht. REOF Nummer drei weist starke Ähnlichkeiten zu den Veränderungen im SLP auf, was bedeutet, dass die Änderungen im SLP relativ wichtig für die Gesamtvariabilität sind. Im 20C gibt es kein NAO typisches Muster unter den ersten sechs REOF, ganz im Gegensatz zum 20C_SI, dort REOF Nummer drei und fünf. Hier schlägt sich die Abschwächung der Luftdruckgegensätze über dem Nordatlantik in den REOF nieder. Zudem sind zwei REOF faktisch Monopole, im Kontrolllauf (20C_SI) gibt es jedoch nur Di- bzw. Tripole. Wie bei der EOF Analyse werden im 20C die Amplituden der Muster etwas geringer und die räumliche Struktur kleinskaliger, was sich mit den Änderungen in der STD des SLP deckt.

Im Experiment wurde über eine Komponente in das Klimasystem drastisch eingegriffen und das Meereis vollständig entfernt. Obwohl dies in einem räumlich begrenzten Gebiet, dem arktischen Ozean und angrenzenden Ozeangebieten, stattfand, sind die Auswirkungen in der gesamten Nordhemisphäre bis in die Tropen und über die gesamte Luftsäule bis zur Tropopause zu beobachten. Die grundlegenden Mechanismen im Winterklima des 20. Jahrhunderts bleiben bestehen, werden jedoch in ihrer Stärke und Ausdehnung modifiziert. So bleibt z.B. das dominante Muster der Variabilität des SLP erhalten, die folgende Moden werden aber verändert. Die Dynamik der Atmosphäre wird wesentlich durch das arktische Meereis beeinflusst, was in der atmosphärischen Zirkulation, der zonalen Windgeschwindigkeit und dem SLP erkennbar wird. Die Signale werden mit zunehmendem Abstand vom Störungsgebiet schwächer und schwieriger von natürlichen Schwankungen zu unterscheiden. Die Ergebnisse dieser Arbeit widersprechen keinem Resultat früherer Studien, durch *Fletcher et al.* (1973); *Warshaw und Rapp* (1973); *Newson* (1973); *Royer et al.* (1990); *Murray und Simmonds* (1995), jedoch unterscheiden sie sich im Detail. Vor allem sind die Amplituden der Änderungssignale zwischen den Modellläufen mit und ohne (oder reduziertem) Meereis kleiner, je höher die Modelle mit der Zeit aufgelöst werden konnten. Das führte außerdem dazu, dass immer kleinskaligere Muster dargestellt werden. Im Gegensatz zu den bereits genannten früheren Studien, wurde in dieser Arbeit Wert auf signifikante Differenzen gelegt, wodurch nicht alle Phänomene, Prozesse und Muster unter den verschiedenen Arbeiten

verglichen werden konnten.

6.2. Abschätzung des Meereiseffektes in zukünftigen Klimaprojektionen

Im Spätsommer und Frühherbst (ASO) am Ende des 21. Jahrhunderts (21C_SI) sinkt die von Meereis bedeckte Fläche in der Arktis um 80 % bis 88 % gegenüber dem 20C_SI, ist also sehr stark reduziert. Damit besteht die Möglichkeit den Einfluss von reduziertem Meereis (Meereiseffekt) gegenüber dem der globalen Temperaturzunahme abzuschätzen. Der Meereiseffekt ist in den untersuchten Parametern unterschiedlich stark ausgeprägt. Die Spanne reicht von einem gut erkennbaren Signal bis zur völligen Überlagerung durch andere Einflüsse der globalen Erwärmung.

Der Einfluss von reduziertem Meereis ist im 21C_SI in der Änderung des mittleren SLP, der Temperatur und dem MTG gut zu erkennen. Der Luftdruck sinkt über der gesamten Arktis bis 60°N um -4 hPa sowie in den Subtropen um -1 hPa bis -2 hPa. Die Gebiete einer SLP-Zunahme sind von der Fläche deutlich geringer und auf die Gebirgsregionen der Nordhemisphäre begrenzt, das heißt, dass Masse in die Südhemisphäre verlagert wird. Durch die verschiedenen Jahreszeiten ist im Sommer eine SLP-Zunahme über Asien, wie im Winter, nicht unbedingt zu erwarten.

Die 2 m Temperatur erhöht sich in allen Gegenden der Nordhemisphäre um +2 K bis +4 K über den Ozeanen, +3 K bis +7 K über den Landflächen und bis zu +10 K über den meereisfreien Flächen des arktischen Ozeans. Die extreme Temperaturzunahme im arktischen Bereich, im Vergleich zu allen anderen Regionen, ist das Resultat des starken Meereis Rückgangs. Dieser Einfluss ist schwächer im zonalen Mittel der Temperatur der Atmosphäre zu erkennen, wo die Temperaturzunahme in der Höhe über den Tropen mit bis zu +8 K (gegenüber +7 K bei 80°N) intensiver und großräumiger ausfällt. Außerdem kühlt die Stratosphäre oberhalb von 100 hPa, bzw. 200 hPa nördlich von 50°N, ab.

Der MTG ändert sich im 21C_SI in der Höhe und in der Nähe des Bodens unterschiedlich. Im 1000 hPa Niveau ist der Effekt der reduzierten SIC mit einer lokalen Erwärmung der Arktis, durch eine Abnahme des MTG in den hohen Breiten, erkennbar. Während im 300 hPa Niveau der MTG um +1 K bis +2 K pro Breitenintervall zunimmt. In den Tropen, wo die Tropopause sehr hoch ist, gelangt das Erwärmungssignal in große Höhen, während die Stratosphäre in etwa gleicher Höhe über dem Polargebiet abkühlt und der MTG somit größer wird.

Der Effekt von reduziertem Meereis ist in den fühlbaren und latenten Wärmefflüssen nur entlang der ehemaligen Eiskante (im 20C_SI) zu sehen. Die Wärmefflüsse zwischen dem arktischen Ozean und der Atmosphäre ändern sich im 21C_SI, gegenüber 20C_SI, nicht. Der vertikale Temperaturgradient zwischen dem meereisfreien arktischen Ozean und der darüber liegenden Luft ist im 21C_SI, durch die globale Temperaturzunahme, deutlich geringer. Ein Merkmal aus dem Experiment (20C) ist jedoch entlang der Ostküste Grönlands bis in die Karasee hinein, sowohl bei den latenten, als auch fühlbaren Wärmefflüssen, zu sehen. Südlich der Eiskante (aus dem 20C_SI) wird weniger fühlbare, jedoch mehr latente Wärme an die Atmosphäre abgegeben. Die dort stark erwärmte Luft kann mehr Wasserdampf, und damit mehr latente Wärme, aufnehmen und zum anderen verringert sich der Temperaturgradient zwischen der Ozeanoberfläche und den oberflächennahen Luftmassen. Zusätzlich nimmt

die 10 m Windgeschwindigkeit über der Region um ca. $+1 \text{ ms}^{-1}$ zu, wodurch mehr latente Wärme wegtransportiert werden kann. Für den fühlbaren Wärmefluss in die Atmosphäre überwiegt der Einfluss des geschwächten vertikalen Temperaturgradienten.

Die einzige Übereinstimmung der Niederschlagsänderungen zwischen dem 21C_SI - 21C_SI und 20C - 20C_SI ist die Zunahme im zonalen Mittel nördlich von 60°N . Durch die Erwärmung der Atmosphäre ist ein genereller Anstieg des Niederschlages in den Tropen und nördlich von 60°N zu verzeichnen, da wärmere Luft mehr Wasserdampf aufnehmen kann (intensivierter hydrologischer Kreislauf). Während bei der Reduktion des Meereises im 20C der konvektive Niederschlag ab 70°N zum Nordpol hin sprunghaft ansteigt, bleibt dieser im 21C_SI knapp bei null und die Niederschlagszunahme wird über der Arktis alleine durch die stratiforme Niederschlagsart realisiert. In der räumlichen Verteilung nimmt der Niederschlag in den Tropen deutlich zu, über den hohen Breiten nur in lokal begrenzten kleinen Gebieten. Eine Zunahme über den Nordatlantik, wie im 20C, ist im 21C_SI nicht zu verzeichnen.

Die Auswirkungen des globalen Temperaturanstiegs überlagern die der reduzierten SIC bei den Änderungen der STD des SLP und der 2 m Temperatur in großem Maße. Nur in einer Abnahme der STD des SLP über der zentralen Arktis stimmen beide überein, während im 21C_SI die Variabilität aus der Arktis in die hohen Breiten verlagert wird und in den Tropen abnimmt. Bei der 2 m Temperatur nimmt die STD über den mittleren Breiten fast überall um eine halbe STD zu, nur entlang der Ostküste Grönlands bis in die Karasee verringert sie sich. Im 20C nahm die Variabilität großflächig über der gesamten Arktis, speziell der Karasee, ab.

Die großskalige Zirkulation der Atmosphäre im Klimaszenario zum Ende des 21. Jahrhunderts nimmt an Stärke zu und verlagert sich weiter nördlich. Ein Grund ist die unterschiedliche Änderung des MTG im 21C_SI in verschiedenen Höhen, gegenüber dem 20C_SI. Dabei schlägt sich der Meereiseffekt als Gegenspieler zur globalen Temperaturzunahme nieder, was über die Lage der nördlichen Grenze der Hadleyzelle zu erkennen ist. Obwohl diese sich im 20C um ca. $0,5^\circ$ nach Süden verlagert, verschiebt sich die Grenze im Klimaszenario um 1° bis 2° nach Norden. Ebenso nimmt der Subtropenjet an Stärke zu und verläuft etwas höher. Des Weiteren ist die nordwärts Verlagerung der drei atmosphärischen Zellen in der Massenstromfunktion sowie der vertikalen Geschwindigkeit gut zu erkennen. Einen weiteren Hinweis auf das Zusammenspiel zwischen reduzierter SIC und dem globalen Temperaturanstieg, liefert die Arbeit von *Butler et al.* (2010). In einem vereinfachten globalen Klimamodell untersuchten sie die Auswirkung verschiedener Erwärmungs- und Abkühlungsmuster in der Atmosphäre, die typischerweise in Klimaszenarien gefunden werden. Dabei kombinierten sie eine bodennahe Erwärmung und eine Abkühlung der Stratosphäre in der Polarregion sowie eine Erwärmung der oberen Troposphäre in den Tropen. Die Kombination der Erwärmungsmuster ergibt ein anderes Resultat, als die Summe der drei einzelnen Antriebe. Es entstehen also nicht lineare Prozesse, wodurch eine exakte Quantifizierung der verschiedenen Einflüsse unmöglich wird. Die Erwärmung am Pol wirkt dabei den anderen zwei erwähnten Effekten entgegen. Aus der, zum 20C entgegengesetzten, Verlagerung des zonalen Windes und der Verschiebung der Zellen, lässt sich der abschwächende (bzw. entgegenwirkende) Einfluss von reduziertem Meereis auf das Klima im Spätsommer gegenüber der globalen Erwärmung, in diesem Modell, ableiten.

In den Monaten August, September, Oktober sind, aufgrund des schwächeren MTG, die Luftdruckgegensätze und damit die Muster der Variabilität des SLP geringer ausgeprägt als im Winter. Zudem ist nur die führende EOF klar von den restlichen Mustern getrennt

und kann als physikalisch sinnvoll betrachtet werden. Die Anzahl der effektiven räumlichen Freiheitsgrade ändert sich zwischen 20C_SI und 21C_SI praktisch nicht (10,03 gegenüber 10,13), dafür die räumlichen Muster. Das AO ähnliche Muster (erste EOF) wird im 21C_SI durch ein viel stärkeres Variabilitätsmuster über der Arktis, mit Kern über der Beringstraße, ersetzt und die Gegenpole über Pazifik und Atlantik sind kaum mehr vorhanden. Die zweite EOF im 21C_SI weist eine völlig andere Struktur als im 20C_SI auf, die jedoch Ähnlichkeiten zur ersten EOF im 20C_SI besitzt.

Die rotierten EOF Moden geben ein differenziertes Bild, da sich hier von den ersten sechs REOF nur drei im 21C_SI verändern. Der führende Mode, der starke Ähnlichkeiten zur ersten EOF besitzt, bleibt in leicht veränderter Form im 21C_SI bestehen. Ebenso die Moden vier und fünf, in vertauschter Reihenfolge und etwas räumlich verschoben. Durch die Änderungen der STD des SLP, erlangen im 21C_SI andere Moden, als im 20C_SI, an Bedeutung.

Durch die anthropogen verursachte globale Erwärmung entstehen Änderungen in den analysierten Parametern, die denen des separiert betrachteten Meereiseffekts nur in Teilen ähnlich sind. Ein direkter Vergleich hat seine Grenzen, da die Auswirkungen der beiden Prozesse nicht willkürlich linear miteinander in Verbindung gebracht werden können, sondern eventuelle nicht lineare Beziehungen bestehen. *Deser et al.* (2010, S. 334) weisen in ihrer Arbeit zum Beispiel darauf hin, dass es je nach geographischer Lage der SIC Änderungen in der Arktis und abhängig von der Jahreszeit unterschiedliche Auswirkungen auf die atmosphärische Zirkulation gibt. Trotzdem konnte gezeigt werden, dass die Reduktion von Meereis im Spätsommer und Frühherbst am Ende des 21. Jahrhunderts einen Einfluss auf das Klima der Nordhemisphäre besitzt und trotz eines globalen Anstiegs der Temperaturen, in Teilen, identifizierbar ist.

6.3. Schwächen des Experiments

Der drastische Eingriff in das Klimasystem, durch die Entfernung einer Klimakomponente - Meereis - ist in dieser Form nicht auf die Realität übertragbar. Vielmehr dient das Experiment zur Herauskristallisierung der Prozesse, die durch das Meereis gesteuert werden. Eine plötzliche vollständige Reduktion des Meereises ist unrealistisch. Jedoch könnte die SIC in den Sommermonaten eines zukünftigen Klimas, im Zuge der anthropogenen globalen Erwärmung des Klimas, nahezu vollständig reduziert werden. Die Abschätzung der Effekte von drastisch reduzierter SIC gegenüber den Mechanismen der prognostizierten globalen Erwärmung im Sommerklima am Ende des 21. Jahrhunderts konnten nicht exakt durchgeführt werden, da die Untersuchung des Meereiseffekts für der Winterjahreszeit erfolgte, die atmosphärischen Prozesse im Winter und Sommer aber teilweise verschieden sind. Eine Betrachtung des zukünftigen Winterklimas hätte jedoch zu Problemen mit der Trennung beider Effekte geführt.

Einen sogenannten Kipp-Punkt, an dem der Prozess des Meereisverlusts irreversibel wird, ist nach einer neuen Studie von *Tietsche et al.* (2011) sehr unwahrscheinlich. Ihren Ergebnissen zu Folge erholt sich das arktische Meereis nach zwei bis drei Jahren vollständig (bezogen auf die Fläche, nicht auf das Volumen), nachdem im Sommer die SIC auf null gesetzt wurde. Durch die Eis-Albedo-Rückkopplung (schematische Darstellung in Abb. 6.1) wird die Abnahme von Meereis in den Sommermonaten zunächst intensiviert, ab dem Herbst wird

diese zusätzliche Wärme jedoch wieder verstärkt an die Atmosphäre abgegeben, was durch das noch dünne Meereis zusätzlich begünstigt wird (*Tietsche et al.*, 2011). Allein durch die negative Strahlungsbilanz im Winter der hohen Breiten, wird der arktische Ozean in dieser Zeit immer mit Meereis bedeckt sein. Zudem kann der Ozean wahrscheinlich nicht so viel Wärme aufbringen, um das schwimmende Meereis komplett zu schmelzen, da er durch den Salzgehalt sehr stark geschichtet ist. Diese Schichtung führt dazu, dass eine Tiefenkonvektion¹ sowie turbulente Vermischung mit tieferen Wasserschichten verhindert wird, was den Wärmetransport nach oben klein hält (*Raymo et al.*, 1990, S. 380). Dabei spielen die großen Flüsse, wie Jennisei und Ob sowie der Einstrom durch die Beringstraße, mit ihrem Eintrag von (relativ) süßem Wasser eine entscheidende Rolle, um die Pyknokline² aufrecht zu erhalten (*Royer et al.*, 1990).

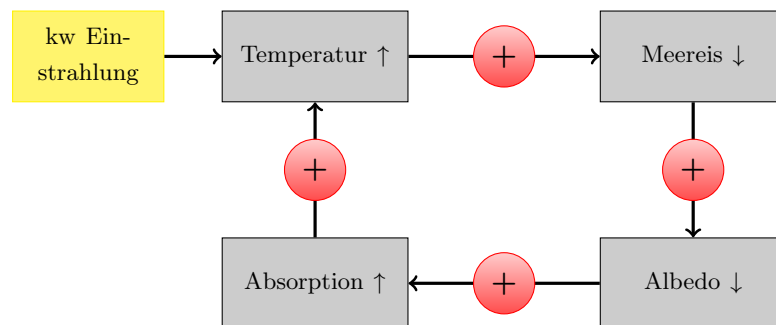


Abbildung 6.1.: Schema der Eis-Albedo-Rückkopplung. Antrieb ist die kurzwellige (kw) Strahlung der Sonne. Steigt Temperatur an, schmilzt Meereis, was Albedo über offenem Wasser drastisch erhöht. Das führt zu vermehrter Absorption und einer weiteren Erwärmung.

Ein limitierender Faktor in dem hiesigen Experiment ist die Beschränkung auf ein reines Atmosphärenmodell. Das ermöglicht sehr hohe räumliche Auflösungen berücksichtigt aber nicht den, vor allem in der Arktis, wichtigen Ozean, denn der Ozean und die Atmosphäre können bei diesem Modellaufbau nicht miteinander kommunizieren. So bleibt die SST konstant bei $-1,76^{\circ}\text{C}$ und kann nicht auf eine Erwärmung der Luft oder die veränderte Albedo von Wasser reagieren. Damit stellt der Ozean ein unendliches Wärmereservoir dar. Zudem kann im Sommer nicht vermehrt Wärme aufgenommen und im Winter abgegeben werden.

6.4. Ausblick

Weitere Sensitivitätsexperimente bezüglich Meereis sind von großem Interesse, damit der Effekt von Meereis besser quantifiziert werden kann. Um den Einfluss der anthropogen verursachten Erwärmung und den von reduziertem Meereis zu separieren, wäre ein Modellaufbau notwendig, der die atmosphärischen Bedingungen, z.B. am Ende des 21. Jahrhunderts mit dem A1B-Szenario, simuliert und dabei die Meereis Bedingungen des 20. Jahrhunderts fixiert lässt. Damit könnte eine bessere Einschätzung des Einflusses der beiden Effekte, u.a.

¹Vertikale Vermischung von warmem Oberflächen- mit kaltem Tiefenwasser

²Region des stärksten vertikalen Dichtegradienten zwischen zwei Wasserschichten unterschiedlicher Dichte. Beeinflusst durch Temperatur (Thermokline) und Salzgehalt (Halokline).

mit Blick auf die Zukunft, erfolgen. Ebenso könnte die Frage beantwortet werden, ob beide Prozesse linear oder nicht-linear miteinander wirken.

In dieser Arbeit wurden für die Analyse Monatsmittel verwendet, womit Prozesse auf kürzeren Zeitskalen ausgeschlossen sind. Es wäre interessant zu untersuchen, wie sich z.B. die Lage und Stärke von Tiefdruckgebieten der mittleren und hohen Breiten in diesem Modell verändert oder nicht. Arbeiten von u.a. *Murray und Simmonds* (1995); *Alexander et al.* (2004); *Deser et al.* (2000) haben bereits Untersuchungen dahin gehend vorgenommen.

A. Statistische Verfahren

Die nachfolgenden Definitionen der genutzten statistischen Methoden stammen aus *Dommenget* (2008) sowie *von Storch und Zwiers* (1999) und sind in der diskretisierten Form angegeben, da die Modelldaten in diskreter Form auf einem Gitter (geographische Länge und Breite, Höhenlevel) vorliegen. Meist kann man dabei die Integrale (kontinuierliche Form) durch Summenzeichen (diskrete Form) ersetzen.

A.1. Mittelwert

Das erste statistische Moment einer Zeitreihe $\hat{X} = \{x_1, x_2, \dots, x_n\}$ ist der Mittelwert $\hat{\mu}$:

$$\hat{\mu} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (\text{A.1})$$

Bei der Berechnung eines Mittelwertes über eine Fläche wird über die geographische Länge und Breite gemittelt. Hierbei muss eine Flächengewichtung erfolgen, da Gitterpunkte am Pol näher zusammen liegen als am Äquator (kugelförmige Gestalt der Erde). Die Werte auf dem Modellgitter werden mit der Quadratwurzel des Kosinus der Breite gewichtet und somit sichergestellt, dass die Flächen zwischen den Gitterpunkten entsprechend ihrer Größe in spätere Berechnungen eingehen.

A.2. Varianz und Standardabweichung

Das zweite statistische Moment ist die Varianz $\hat{\sigma}^2$ und ein Maß für die Variabilität der Zeitreihe \hat{X} . Die Quadratwurzel der Varianz ergibt die Standardabweichung $\hat{\sigma}$ und gibt die Breite (Streuung) der Verteilung an.

$$\hat{\sigma} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \mu)^2} \quad (\text{A.2})$$

Beide können nur positive Werte annehmen und haben die Einheit der Zeitreihe \hat{X} . Für normalverteilte Zufallsgrößen liegen 68,3 % im Intervall $\hat{\mu} \pm 1 \hat{\sigma}$, 95,4 % im Intervall $\hat{\mu} \pm 2 \hat{\sigma}$ und 99,7 % im Intervall $\hat{\mu} \pm 3 \hat{\sigma}$.

Das dritte und vierte statistische Moment sind die Schiefe $\hat{\gamma}_1$ und die Kurtosis $\hat{\gamma}_2$ (ein Maß für die Wölbung).

A.3. Kovarianz und Kovarianzmatrix

\hat{X} und \hat{Y} seien jeweils Stichproben von Anomalien mit Mittelwert $\hat{\mu} = 0$, so dass folgende Vektorschreibweise gilt:

$$\hat{X} = \{x_1, x_2, \dots, x_n\} = \vec{X} \quad \text{und} \quad \hat{Y} = \{y_1, y_2, \dots, y_n\} = \vec{Y} \quad (\text{A.3})$$

Um das Verhalten von 2 Zeitreihen zu beschreiben, wählt man die Kovarianz.

$$\widehat{\sigma^2}_{xy} = \frac{1}{n-1} \langle \vec{X} | \vec{Y}^T \rangle \quad (\text{A.4})$$

Im Gegensatz zur Varianz kann die Kovarianz positive und negative Werte annehmen. Positive Werte zeigen ein gleich gerichtetes Verhalten, negative ein gegenläufiges Verhalten an. Die Kovarianz beschreibt aber nur die Richtung, nicht die Stärke des Zusammenhangs, dazu wird die Regression (Abschnitt A.4) benötigt.

Berechnet man die Kovarianz zwischen allen (Gitter-)Punkten eines Feld, erhält man die Kovarianzmatrix, eine symmetrische quadratische Matrix der Größe $(m \times m)$, wobei m die Anzahl der Gitterpunkte in zonaler Richtung multipliziert mit der Anzahl der Gitterpunkte in meridionaler Richtung ist. Sie ist der Ausgangspunkt der EOF Analyse Techniken. Für die zwei Zeitreihen \vec{X} und \vec{Y} sieht die Kovarianzmatrix Σ wie folgt aus:

$$\Sigma = \begin{pmatrix} \widehat{\sigma^2}_{xx} & \widehat{\sigma^2}_{xy} \\ \widehat{\sigma^2}_{xy} & \widehat{\sigma^2}_{yy} \end{pmatrix} \quad (\text{A.5})$$

Die Diagonalen beschreiben die Varianz am jeweiligen Punkt, die Kovarianz zwischen allen Punkten ist in den Zeilen und Spalten zu finden.

A.4. Lineare Regression

Ausgangspunkt ist ein linearer Zusammenhang zwischen den Zeitreihen \hat{X} und \hat{Y} :

$$\hat{Y} = a\hat{X} + b + \hat{\epsilon} \quad (\text{A.6})$$

wobei a die Steigung (Regressionskoeffizient), b ein konstanter Versatz und $\hat{\epsilon}$ der Anteil von \hat{Y} der nicht über \hat{X} erklärt werden kann ist. a ist das Verhältnis der Kovarianz zur Varianz von \hat{X} und besitzt die Einheit der benutzten Variablen:

$$a = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \mu_x)(y_i - \mu_y)}{\widehat{\sigma_x^2}} \quad (\text{A.7})$$

Während die Korrelation beschreibt in welcher Richtung sich beide Variablen zueinander verhalten, gibt die Regression an in welchem Verhältnis sie das tun.

A.5. Signifikanztests

A.5.1. Jarque-Bera Test

Die Test Statistik JB berechnet sich über:

$$JB = \frac{n}{6} \left(\hat{\gamma}_1^2 + \frac{(\hat{\gamma}_2 - 3)^2}{4} \right) \quad (\text{A.8})$$

$$\text{mit } \hat{\gamma}_1 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left(\frac{x_i - \mu}{\hat{\sigma}} \right)^3 \quad (\text{A.9})$$

$$\text{und } \hat{\gamma}_2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left(\frac{x_i - \mu}{\hat{\sigma}} \right)^4 \quad (\text{A.10})$$

A.5.2. Student's t-Test

Die Testvariable t für den zweiseitigen Test wird wie folgt berechnet:

$$t = \frac{\hat{\mu}_x - \hat{\mu}_y}{S_p \sqrt{\frac{1}{n_x} + \frac{1}{n_y}}} \quad (\text{A.11})$$

$$\text{mit } S_p = \sqrt{\frac{(n_x - 1)\hat{\sigma}_x^2 + (n_y - 1)\hat{\sigma}_y^2}{n_x + n_y - 2}} \quad (\text{A.12})$$

S_p ist der zusammengefasste Schätzwert der Varianzen $\hat{\sigma}_x^2$ von \hat{X} und $\hat{\sigma}_y^2$ von \hat{Y} , n_x und n_y die Anzahl der Freiheitsgrade in den Zeitreihen \hat{X} und \hat{Y} . Der t -Wert wird dann mit der t -Verteilung verglichen, die z.B. in *von Storch und Zwiers* (1999, Anhang F) aufgelistet ist. Für den Test wird angenommen, dass es sich um unabhängige, normal verteilte Zufallsvariablen mit gleicher, aber unbekannter Varianz handelt.

A.5.3. Fisher F-Test

Die Testvariable F ist das Verhältnis der beiden Varianzen:

$$F = \frac{\hat{\sigma}_x^2}{\hat{\sigma}_y^2} \quad (\text{A.13})$$

Dieser F -Wert wird mit dem Wert der Fisher-Verteilung $F_{p;n_x;n_y}$ verglichen, der sich für das gegebene Konfidenzintervall p und die Freiheitsgrade n_x und n_y ergibt, und z.B. in *von Storch und Zwiers* (1999, Anhang G) aufgelistet ist. Dabei wird wiederum davon ausgegangen, dass beide Zeitreihen unabhängig voneinander und normal verteilt sind.

A.6. EOF Analyse

Bei der Zerlegung der Datenmatrix \mathbf{D} , mit der Dimensionen Zeit und Ort ($T \times S$), startet man von der Kovarianzmatrix (A.3) aus und nutzt die Eigenschaft, dass symmetrische quadratische Matrizen der Größe ($S \times S$) diagonalisierbar sind und in reelle Eigenwerte sowie

zueinander orthogonale Eigenvektoren besitzen. Die Zerlegung von \mathbf{D} ergibt:

$$\mathbf{D}(T \times S) = \Psi(T \times N) \cdot \Lambda(N \times N) \cdot \Pi(N \times S) \quad (\text{A.14})$$

wobei die Matrix Ψ die räumlichen EOF Muster und Π die PC-Zeitreihen enthält. Λ ist eine Diagonalmatrix, die die Wurzel der Eigenwerte $\sqrt{\lambda_i}$ auf der Hauptdiagonalen enthält. In Kapitel 3.2 wurden die Bedingungen für die Hauptkomponentenanalyse (PCA) als Verfahren zur Zerlegung von \mathbf{D} beschrieben, woraus sich als Ansatz für die Moden ein Maximierungsproblem ergibt, das zu den Eigenwerten der Kovarianzmatrix Σ führt, die über das charakteristische Polynom berechnet werden:

$$\det(\Sigma - \lambda \mathbf{I}_S) = 0 \quad (\text{A.15})$$

mit der Einheitsmatrix \mathbf{I}_S ($S \times S$). Die Eigenvektoren, also die EOF Muster, erhält man aus

$$(\Sigma - \lambda_i \mathbf{I}_S) \cdot \vec{\pi}_i = 0 \quad (\text{A.16})$$

die nach abnehmender Größe der Eigenwerte geordnet werden. Die Erklärte Varianz der EOF Muster erhält man aus:

$$\text{ev}_i = \frac{\lambda_i \cdot 100}{\sum_{j=1}^n \lambda_j} \% \quad (\text{A.17})$$

Die PC-Zeitreihen der EOF Moden werden über Gleichung A.14 berechnet. Alle EOF Muster, sowie die PC-Zeitreihen, sind jeweils orthogonal zueinander:

$$\langle \vec{\pi}_i | \vec{\pi}_j^T \rangle = 0 \quad (\text{A.18})$$

$$\langle \vec{\psi}_i^T | \vec{\psi}_j \rangle = 0 \quad (\text{A.19})$$

Zur Berechnung der EOF wurde eine Matlab-Funktion von *Bayr* (2010, Anhang B.1) genutzt. Dabei werden die EOF Muster mit den Eigenwerten $\sqrt{\lambda_i}$ skaliert, so dass sie die Einheit der Ausgangsvariablen haben, und die PC-Zeitreihen eine Standardabweichung von 1.

Effektive Anzahl an räumlichen Freiheitsgraden

Bretherton et al. (1999) untersuchten die effektive Anzahl von räumlichen Freiheitsgraden N_{spatial} . Für die hier vorliegende Analyse wird deren Gl. (4) auf Seite 1992 verwendet:

$$N_{\text{spatial}} = \frac{1}{\sum_{i=1}^n \text{ev}_i^2} \quad (\text{A.20})$$

Ungefähr 90 % der Varianz werden mit N_{spatial} Mustern erklärt. Somit kann man abschätzen, wie komplex ein System ist.

Unsicherheit in der erklärten Varianz

Auch Eigenwerte haben Unsicherheiten. *North et al.* (1982, Gl. (24), Seite 702) leitete dafür in erster Näherung (Daumenregel) eine Gleichung her:

$$\Delta \text{ev}_i = \text{ev}_i \sqrt{\frac{2}{n}} \quad (\text{A.21})$$

wobei n die Anzahl der Freiheitsgrade des Datensatzes ist, der zur Berechnung der EOF Analyse benutzt wurde (hier $n=32$).

A.7. Rotierte EOF Analyse

Die Definition der REOF wurden aus *Hannachi et al.* (2007) entnommen. Die n führenden EOF Muster bilden eine Matrix $U_n = (u_1, u_2, \dots, u_n)$ mit der Dimension $(p \times n)$. Um die REOF B zu erhalten, müssen auf die unrotierten EOF eine Rotationsmatrix R ($N \times N$) angewandt werden, so dass gilt:

$$B = U_n R \quad (\text{A.22})$$

wobei R in dieser Arbeit orthogonal gewählt wird. Durch die Wahl von R wird das Vereinfachungskriterium bestimmt, das maximal erfüllt werden soll. Das Maximierungsproblem wird über

$$\max f(U_n R) \quad (\text{A.23})$$

ausgedrückt. Dabei stellt die Funktion $f()$ das Rotationskriterium dar. Gl. A.23 muss entsprechend der Bedingung, dass

$$R R^T = R^T R = I_n \quad (\text{A.24})$$

gilt, wobei I_n die Einheitsmatrix ($n \times n$) ist, gelöst werden. Der am häufigsten, so auch hier, verwendete Algorithmus zur Rotation ist VARIMAX. Seien $b_{if}, i = 1, \dots, p$ und $j = 1, \dots, n$ die Elemente der REOF Matrix B A.22, das heißt $b_{ij} = [B]_{ij}$. Die orthogonale VARIMAX Rotation maximiert dann das Vereinfachungskriterium durch:

$$\max \left(f(B) = \sum_{k=1}^n \left[p \sum_{j=1}^p b_{jk}^4 - \left(\sum_{j=1}^p b_{jk}^2 \right)^2 \right] \right) \quad (\text{A.25})$$

mit n als Anzahl der unrotierten EOF (hier $n = 20$). Der Ausdruck in eckigen Klammern ist proportional zur räumlichen Varianz der quadrierten rotierten Vektoren $\vec{b}_k = (b_{1k}, \dots, b_{pk})^T$. Die Moden werden so lange rotiert bis die Varianz der Vektoren maximal ist. VARIMAX versucht demnach die Struktur der Muster zu vereinfachen, indem sie die EOF durch Rotation gegen 0 oder ± 1 drückt, also wichtige Moden wichtiger und weniger wichtige Moden unwichtig werden zu lassen. Die REOF werden danach entsprechend ihrer Norm ("squared norm"), die ein Maß für die erklärte Varianz ist, absteigend geordnet. Die führenden REOF sind durch ihre maximierte Varianz leichter zu interpretieren. Statt der EOF Moden können auch, wie in dieser Arbeit, die mit ihren Eigenwerten skalierten EOF Moden oder PC-Zeitreihen rotiert werden.

Abbildungsverzeichnis

1.1.	Schema der großskaligen Zirkulation der Atmosphäre, aus <i>Garrison</i> (1993, Abb. 8.9).	3
1.2.	Globale Energiebilanz der Erdatmosphäre in Wm^{-2} , Jahresdurchschnitt, aus <i>Trenberth et al.</i> (2009, Abb. 1).	5
2.1.	ECHAM5.3 mit T213 horizontaler Auflösung, Modellausschnitt Europa. Verteilung der Land- und Ozeanfläche (schwarz) sowie der Gitterboxen (rot).	10
2.2.	Modellaufbau. Kontrolllauf und Experiment	11
2.3.	Mittlere Meereisbedeckung im Winter (JFM) in Anteilen zwischen 0 (0 % Meereis) und 1 (100 % Meereis). (a) Kontrolllauf, 20C_SI. (b) Experiment, 20C.	12
4.1.	Luftdruck auf Meeresniveau (SLP) im Winter (JFM) in hPa. (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI. (b) Differenz 20C - 20C_SI. Statistisch signifikante Änderungen (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.	18
4.2.	Standardabweichung des Luftdrucks auf Meeresniveau (SLP) im Winter (JFM) in hPa. (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI. (b) Differenz 20C - 20C_SI. Statistisch signifikante Änderungen (Fisher F-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.	19
4.3.	2 m Temperatur im Winter (JFM). (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI in °C. (b) Differenz 20C - 20C_SI in K. Statistisch signifikante Änderungen (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.	20
4.4.	Standardabweichung der 2 m Temperatur im Winter (JFM) in °C. (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI. (b) Differenz 20C - 20C_SI. Statistisch signifikante Änderungen (Fisher F-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.	21
4.5.	Änderung der mittleren Temperatur im Winter (JFM) in Kelvin, aufgetragen über Höhe (in hPa) und geographischer Breite. Farbig hinterlegt ist die Differenz zwischen 20C - 20C_SI, in Regionen in denen das Verhältnis der absoluten Differenz zur zeitlichen STD des 20C_SI ≥ 1 ist. Konturlinien in schwarz repräsentieren Isothermen der mittleren Temperatur im 20C_SI (°C), negative Werte sind gestrichelt.	22
4.6.	Temperaturdifferenz der mittleren räumlichen Verteilung zwischen 20C - 20C_SI auf vier Höhenlevel im Winter (JFM) in K. Statistisch signifikante Änderungen (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt. Höhenlevel: (a) 850 hPa (b) 700 hPa (c) 500 hPa (d) 300 hPa. Unterschiedliche Farbskala beachten.	24

4.7. Meridionaler Temperaturgradient im Winter (JFM) in K pro Breitenintervall, aufgetragen über verschiedene Breitenintervalle. (a) Mittlerer Gradient im 20C_SI. (b) Differenz 20C - 20C_SI. Farbige Linien repräsentieren verschiedene Höhenlevel in hPa (Legende).	25
4.8. Zonale Jahresmittel des meridionalen Wärmetransports in PW ($10^{15}W$), aufgetragen über geographischer Breite und meridionalen Wärmetransport. Aus Fasullo und Trenberth (2008, Abb. 7d). Schwarz: Gesamttransport (Ozean + Atmosphäre), rot: Atmosphäre, blau: Ozeane	26
4.9. 500 hPa Geopotential im Winter (JFM) in gpm. (a) Mittleres Geopotential im 20C_SI. (b) Differenz 20C - 20C_SI. Statistisch signifikante Änderungen (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.	27
4.10. 300 hPa Geopotential im Winter (JFM) in gpm. (a) Mittleres Geopotential im 20C_SI. (b) Differenz 20C - 20C_SI. Statistisch signifikante Änderungen (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.	28
4.11. Schema der relativen Topographie. Schichtdicken h und Schichtmitteltemperaturen T zwischen 1000 hPa - 500 hPa (h_1, T_1) und 300 hPa - 500 hPa (h_2, T_2). (a) 20C_SI, (b) 21C_SI.	29
4.12. Änderung der Schichtdicke (20C - 20C_SI) im Winter (JFM) in gpm. Farbig hinterlegt sind Regionen in denen das Verhältnis der absoluten Differenz zur zeitlichen STD im 20C_SI ≥ 1 ist. (a) 500 hPa - 1000 hPa, (b) 300 hPa - 500 hPa.	29
4.13. Schematische Darstellung der Möglichkeiten (i) und (ii), siehe Text. Temperatur T am Boden und Tropopausenhöhe H für 20C_SI (Index 1) und 21C_SI (Index 2). (a) Tropopausenhöhe bleibt unverändert ($H_1 \approx H_2$), da zwischen 300 hPa und 500 hPa der vertikale Temperaturgradient ansteigt, (b) Anhebung der Tropopause ($H_1 < H_2$) bei konstantem vertikalen Temperaturgradienten.	30
4.14. Latenter Wärmefluss im Winter (JFM) in Wm^{-2} . (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI. (b) Differenz 20C - 20C_SI, farbig hinterlegt sind Regionen in denen das Verhältnis der absoluten Differenz zur zeitlichen STD im 20C_SI ≥ 1 ist.	31
4.15. Fühlbarer Wärmefluss im Winter (JFM) in Wm^{-2} . (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI. (b) Differenz 20C - 20C_SI, farbig hinterlegt sind Regionen in denen das Verhältnis der absoluten Differenz zur zeitlichen STD im 20C_SI ≥ 1 ist.	32
4.16. Zonal gemittelter Niederschlag im Winter (JFM), aufgetragen über Niederschlagsmenge in $mmMonat^{-1}$ und geographischer Breite. (a) Gesamtniederschlag im 20C_SI (blau) und 20C (rot). Vertikale Balken (blau) repräsentieren ± 1 STD in der Zeit. (b) Konvektiver Niederschlag wie in (a).	33
4.17. Niederschlag im Winter (JFM) in $mmMonat^{-1}$. (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI. (b) Differenz 20C - 20C_SI, farbig hinterlegt sind Regionen in denen das Verhältnis der absoluten Differenz zur zeitlichen STD im 20C_SI ≥ 1 ist.	34

4.18. Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe im Winter (JFM) in ms^{-1} . (a) Mittlere Windgeschwindigkeit im 20C-SI. (b) Differenz 20C - 20C-SI. Statistisch signifikante Änderungen (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.	36
4.19. Änderung der mittleren zonalen Windgeschwindigkeit im Winter (JFM) in ms^{-1} , aufgetragen über Höhe (in hPa) und geographischer Breite. Statistisch signifikante Änderungen zwischen 20C - 20C-SI sind farbig hinterlegt (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall). Konturlinien in schwarz repräsentieren Isotachen der mittleren Windgeschwindigkeit im 20C-SI, negative Werte sind gestrichelt.	37
4.20. Änderung der zonal gemittelten meridionalen Massenstromfunktion im Winter (JFM) in $\text{kg s}^{-1} * 10^9$, aufgetragen über Höhe (in hPa) und geographischer Breite. Farbig hinterlegt ist Differenz zwischen 20C - 20C-SI. Konturlinien in schwarz repräsentieren Isolinien der mittleren Massenstromfunktion im 20C-SI, negative Werte (zyklonale Bewegung) sind gestrichelt.	38
4.21. Änderung der Lage der nördlichen Grenze der Hadleyzelle im Winter, aufgetragen über Höhe (1000 bis 10 hPa) und Breitengradänderung (in Grad). Negative Werte bedeuten eine Verlagerung nach Süden.	39
4.22. Änderung der zonal gemittelten vertikalen Geschwindigkeit im Winter (JFM) in m Tag^{-1} , aufgetragen über Höhe (in hPa) und geographischer Breite. Farbig hinterlegt ist Differenz zwischen 20C - 20C-SI. Konturlinien in schwarz repräsentieren Isotachen der mittleren vertikalen Geschwindigkeit im 20C-SI, negative Werte (Bewegung nach oben) sind gestrichelt.	40
4.23. Erklärte Varianzen (in % der Gesamtvarianz) der EOF Muster, berechnet aus Monatsmittel SLP-Anomalien für Winter (JFM) von 20°N - 90°N. Berechnung basierend auf (a) dem Mittelwert der Monatsmittelanomalien von Januar bis März ("Winter"), (b) einzelnen Monatsmittelanomalien ("Monate"). Blaue Linien repräsentieren 20C-SI inkl. Fehlerbalken nach <i>North et al.</i> (1982), rote Linien bedeuten 20C	42
4.24. Die ersten drei EOF Muster der SLP-Anomalien für Winter (JFM) über 20°N - 90°N. Erklärte Varianz zum zugehörigen Muster in Klammern. (a)-(c): 20C-SI , (d)-(f): 20C	43
4.25. NAO . PC-Zeitreihe der ersten EOF (Nordatlantiksektor) auf SLP-Anomalien im Winter (JFM) regressiert. Erklärte Varianz in Klammern. Statistisch signifikante Bereiche (Fisher F-Test, 95 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt. (a) 20C-SI, (b) 20C	45
4.26. NAM . PC-Zeitreihe der ersten EOF (NH) auf SLP-Anomalien im Winter (JFM) regressiert. Erklärte Varianz in Klammern. Statistisch signifikante Bereiche (Fisher F-Test, 95 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt. (a) 20C-SI, (b) 20C	45
4.27. Die ersten sechs rotierten EOF Muster (REOF) der SLP-Anomalien für Winter (JFM) im 20C-SI über 20°N - 90°N, entsprechend der jeweiligen Norm absteigend sortiert.	47
4.28. Die ersten sechs rotierten EOF Muster (REOF) der SLP-Anomalien für Winter (JFM) im 20C über 20°N - 90°N, entsprechend der jeweiligen Norm absteigend sortiert.	48

5.1. Mittlere Meereisbedeckung (SIC) in Millionen km^2 aus klimatologischen Monatsmittelwerten für 20C_SI (blau), 21C_SI (rot).	49
5.2. Mittlere Meereisbedeckung in ASO in Anteilen zwischen 0 (0 % Meereis) und 1 (100 % Meereis). (a) 20C_SI, (b) 21C_SI.	50
5.3. Luftdruck auf Meeresniveau (SLP) in ASO, Einheit: hPa. (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI. (b) Differenz 21C_SI - 20C_SI. Statistisch signifikante Änderungen (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.	51
5.4. Standardabweichung des Luftdrucks auf Meeresniveau (SLP) in ASO, Einheit: hPa. (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI. (b) Differenz 21C_SI - 20C_SI. Statistisch signifikante Änderungen (Fisher F-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.	52
5.5. 2 m Temperatur in ASO. (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI in °C. (b) Differenz 21C_SI - 20C_SI in K. Statistisch signifikante Änderungen (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.	53
5.6. Standardabweichung der 2 m Temperatur in ASO in °C. (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI. (b) Differenz 21C_SI - 20C_SI. Statistisch signifikante Änderungen (Fisher F-Test, 90 % Konfidenzintervall) sind farbig hinterlegt.	53
5.7. Änderung der mittleren Temperatur in ASO in Kelvin, aufgetragen über Höhe (in hPa) und geographischer Breite. Farbig hinterlegt ist die Differenz zwischen 20C_SI - 21C_SI, in Regionen in denen das Verhältnis der absoluten Differenz zur zeitlichen STD des 20C_SI ≥ 1 ist. Konturlinien in schwarz repräsentieren Isothermen der mittleren Temperatur im 20C_SI (°C), negative Werte sind gestrichelt.	54
5.8. Meridionaler Temperaturgradient in ASO in K pro Breitenintervall, aufgetragen über Breitenintervalle. (a) Mittlerer Gradient im 20C_SI. (b) Differenz 21C_SI - 20C_SI. Farbige Linien repräsentieren verschiedene Höhenlevel in hPa (Legende).	55
5.9. Fühlbarer Wärmefluss in ASO in Wm^{-2} . (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI. (b) Differenz 21C_SI - 20C_SI, farbig hinterlegt sind Regionen in denen das Verhältnis der absoluten Differenz zur zeitlichen STD im 20C_SI ≥ 1 ist.	56
5.10. Latenter Wärmefluss in ASO in Wm^{-2} . (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI. (b) Differenz 21C_SI - 20C_SI, farbig hinterlegt sind Regionen in denen das Verhältnis der absoluten Differenz zur zeitlichen STD im 20C_SI ≥ 1 ist.	57
5.11. Zonal gemittelter Niederschlag in ASO, aufgetragen über Niederschlagsmenge in $mmMonat^{-1}$ und geographischer Breite. (a) Gesamtniederschlag im 20C_SI (blau) und 21C_SI (rot). Vertikale Balken (blau) repräsentieren ± 1 STD in der Zeit. (b) Konvektiver Niederschlag wie in (a).	58
5.12. Niederschlag in ASO in $mmMonat^{-1}$. (a) Mittlere räumliche Verteilung im 20C_SI. (b) Differenz 201C_SI - 20C_SI, farbig hinterlegt sind Regionen in denen das Verhältnis der absoluten Differenz zur zeitlichen STD im 20C_SI ≥ 1 ist.	59

5.13. Änderung der mittleren zonalen Windgeschwindigkeit in ASO in ms^{-1} , aufgetragen über Höhe (in hPa) und geographischer Breite. Statistisch signifikante Änderungen zwischen 21C_SI - 20C_SI sind farbig hinterlegt (Student's t-Test, 90 % Konfidenzintervall). Konturlinien in schwarz repräsentieren Isotachen der mittleren Windgeschwindigkeit im 20C_SI, negative Werte sind gestrichelt.	61
5.14. Änderung der zonal gemittelten meridionalen Massenstromfunktion in ASO in $\text{kg s}^{-1} * 10^9$, aufgetragen über Höhe (in hPa) und geographischer Breite. Farbig hinterlegt ist Differenz zwischen 21C_SI - 20C_SI. Konturlinien in schwarz repräsentieren Isolinien der mittleren Massenstromfunktion im 20C_SI, negative Werte (zyklonale Bewegung) sind gestrichelt.	62
5.15. Änderung der Lage der nördlichen Grenze der Hadleyzelle in ASO, aufgetragen über Höhe (1000 bis 10 hPa) und Breitengradänderung (in Grad). Positive Werte bedeuten eine Verlagerung nach Norden.	63
5.16. Änderung der zonal gemittelten vertikalen Geschwindigkeit in ASO in m Tag^{-1} , aufgetragen über Höhe (in hPa) und geographischer Breite. Farbig hinterlegt ist Differenz zwischen 21C_SI - 20C_SI. Konturlinien in schwarz repräsentieren Isotachen der mittleren vertikalen Geschwindigkeit im 20C_SI, negative Werte (Bewegung nach oben) sind gestrichelt.	64
5.17. Erklärte Varianzen (in % der Gesamtvarianz) der EOF Muster, berechnet aus Monatsmittel SLP-Anomalien für ASO von 20°N - 90°N. Berechnung basierend auf dem Mittelwert der Monatsmittelanomalien. Blaue Linien repräsentieren 20C_SI inkl. Fehlerbalken nach <i>North et al.</i> (1982), rote Linien bedeuten 21C_SI	65
5.18. Die ersten zwei EOF Muster der SLP-Anomalien für ASO über 20°N - 90°N. Erklärte Varianz zum zugehörigen Muster in Klammern. (a)-(b): 20C_SI , (c)-(d): 21C_SI	66
5.19. Die ersten sechs rotierten EOF Muster (REOF) der SLP-Anomalien für ASO im 20C_SI über 20°N - 90°N, entsprechend der jeweiligen Norm absteigend sortiert.	67
5.20. Die ersten sechs rotierten EOF Muster (REOF) der SLP-Anomalien für ASO im 21C_SI über 20°N - 90°N, entsprechend der jeweiligen Norm absteigend sortiert.	68
6.1. Schema der Eis-Albedo-Rückkopplung. Antrieb ist die kurzwellige (kw) Strahlung der Sonne. Steigt Temperatur an, schmilzt Meereis, was Albedo über offenem Wasser drastisch erhöht. Das führt zu vermehrter Absorption und einer weiteren Erwärmung.	77

Tabellenverzeichnis

- 1.1. Natürliche Treibhausgase und deren Anteil am natürlichen Treibhauseffekt.
Angaben bei bei klarem Himmel nach *Kiehl und Trenberth* (1997, Tabelle 3) . 5

Literaturverzeichnis

- Alexander, M. A., U. S. Bhatt, J. E. Walsh, M. S. Timlin, J. S. Miller, und J. D. Scott (2004), The Atmospheric Response to Realistic Arctic Sea Ice Anomalies in an AGCM during Winter, *Journal of Climate*, 17(5), 890–905, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0890:TARTRA>2.0.CO;2. 78
- Ambaum, M. H. P., B. J. Hoskins, und D. B. Stephenson (2001), Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation?, *Journal of Climate*, 14(16), 3495–3507, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<3495:AOONAO>2.0.CO;2. 15, 37, 41
- Barnston, A., und R. E. Livezey (1987), Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns, *Monthly Weather Review*, 115(6), 1083–1126. 46
- Bayr, T. (2010), Die Veränderungen des Luftdrucks im IPCC A1B Szenario: Mittlerer Zustand und Muster der Variabilität, Diplomarbeit, CAU Kiel. 66, 82
- Bengtsson, L., K. I. Hodges, M. Esch, N. Keenlyside, L. Kornbluh, J.-J. Luo, und T. Yamagata (2007), How may tropical cyclones change in a warmer climate?, *Tellus A*, 59(4), 539–561, doi:10.1111/j.1600-0870.2007.00251.x. 10
- Bretherton, C. S., M. Widmann, V. P. Dymnikov, J. M. Wallace, und I. Bladé (1999), The Effective Number of Spatial Degrees of Freedom of a Time-Varying Field, *Journal of Climate*, 12(7), 1990–2009, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1990:TENOSD>2.0.CO;2. 82
- Budikova, D. (2009), Role of Arctic sea ice in global atmospheric circulation: A review, *Global and Planetary Change*, 68(3), 149–163, doi:10.1016/j.gloplacha.2009.04.001. 1, 35
- Budikova, D. (2010), *Arctic sea ice and climate*. In: *Encyclopedia of Earth*, Cutler J. Cleveland (Washington, D.C.: Environmental Information Coalition, National Council for Science and the Environment), [First published in the Encyclopedia of Earth August 3, 2010; Last revised Date October 29, 2010; Retrieved April 27, 2011 <http://www.eoearth.org/article/Sea_ice_and_climate>]. 2
- Butler, A. H., D. W. J. Thompson, und R. Heikes (2010), The Steady-State Atmospheric Circulation Response to Climate Change-like Thermal Forcings in a Simple General Circulation Model, *Journal of Climate*, 23(13), 3474–3496, doi:10.1175/2010JCLI3228.1. 38, 60, 63, 75
- Curry, J. A., J. L. Schramm, und E. E. Ebert (1995), Sea Ice-Albedo Climate Feedback Mechanism, *Journal of Climate*, 8(2), 240–247, doi:10.1175/1520-0442(1995)008<0240:SIACFM>2.0.CO;2. 1

- Deser, C. (2000), On the teleconnectivity of the “Arctic Oscillation”, *Geophysical Research Letters*, 27(6), 779–782, doi:10.1029/1999GL010945. 41
- Deser, C., J. E. Walsh, und M. S. Timlin (2000), Arctic Sea Ice Variability in the Context of Recent Atmospheric Circulation Trends, *Journal of Climate*, 13(3), 617–633, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<0617:ASIVIT>2.0.CO;2. 44, 78
- Deser, C., R. Tomas, M. Alexander, und D. M. Lawrence (2010), The Seasonal Atmospheric Response to Projected Arctic Sea Ice Loss in the Late Twenty-First Century, *Journal of Climate*, 23(2), 333–351, doi:10.1175/2009JCLI3053.1. 2, 76
- Dommenget, D. (2008), *An Introduction to Statistical Analysis in Climate Research*, 219 pp., A script for the statistic lecture, Leibniz Institute of Marine Sciences at Kiel University (IFM-GEOMAR). 13, 79
- Dommenget, D., und M. Latif (2002), A cautionary note on the interpretation of EOFs, *Journal of Climate*, 15(2), 216–225. 15, 41, 44
- Donn, W. L., und M. Ewing (1968), The theory of an ice-free Arctic Ocean, *AMS Meteorological Monograph*, 8(30), 100–105. 1, 35
- Donn, W. L., und D. M. Shaw (1966), The Heat Budgets of an Ice-Free and an Ice-Covered, *Journal of Geophysical Research*, 71(4), 1087–1093, doi:10.1029/JZ071i004p01087. 1
- Dümenil, L., und S. Schröder (1989), *The impact of an ice-free arctic ocean on the general circulation in winter*, pp. 7.42–7.43, In: Research Activities in atmospheric and oceanic modelling No. 13, WMO/TD no. 332, WMO, Geneva. 1
- DWD (1987), *Allgemeine Meteorologie, Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst*, 181 pp., Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main. 30
- Fasullo, J. T., und K. E. Trenberth (2008), The Annual Cycle of the Energy Budget. Part II: Meridional Structures and Poleward Transports, *Journal of Climate*, 21(10), 2313–2325, doi:10.1175/2007JCLI1936.1. 26, 86
- Fletcher, J. (1968), The influence of the Arctic pack ice on climate, *AMS Meteorological Monograph*, 8(30), 93–99. 1, 35
- Fletcher, J., Y. Mintz, A. Arakawa, und T. Fox (1973), Numerical simulation of the influence of Arctic sea ice on climate. In: Energy Fluxes Over Polar Surfaces. Proceedings of the IAMAP/IAPSO/SCAR/WMO Symposium, Moscow, 3-5 August, 1971 (Technical Report No. 129, WMO - No. 361), *World Meteorological Organization, Geneva*, pp. 181–218. 1, 2, 38, 73
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz, und R. V. Dorland (2007), *Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 130–234 pp., [Solomon, S. Qin, D. Manning, M. Chen, Z. Marquis, M. Averyt, K.B. Tignor, M. Miller, H.L.], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. pp. 236–336. 5

- Frierson, D. M. W., J. Lu, und G. Chen (2007), Width of the Hadley cell in simple and comprehensive general circulation models, *Geophysical Research Letters*, *34*(18), 5, doi: 10.1029/2007GL031115. 39
- Garrison, T. (1993), *Oceanography: An Invitation to Marine Science*, 540 pp., Wadsworth Publishing Company, Belmont. 3, 85
- Gitelman, A. I., J. S. Risbey, R. E. Kass, und R. D. Rosen (1997), Trends in the surface meridional temperature gradient, *Geophysical Research Letters*, *24*(10), 1243–1246, doi: 10.1029/97GL01154. 25
- Hannachi, A., I. T. Jolliffe, und D. B. Stephenson (2007), Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review, *International Journal of Climatology*, *27*(9), 1119–1152, doi:10.1002/joc.1499. 15, 16, 41, 46, 83
- Hartmann, D. L. (1994), *Global physical climatology*, 411 pp., Academic Press, San Diego, California. 4
- Herman, G. F., und W. T. Johnson (1978), The Sensitivity of the General Circulation to Arctic Sea Ice Boundaries: A Numerical Experiment, *Monthly Weather Review*, *106*(12), 1649–1664, doi:10.1175/1520-0493(1978)106<1649:TSOTGC>2.0.CO;2. 2
- Hotelling, H. (1930), British Statistics and Statisticians Today, *Journal of the American Statistical Association*, *25*(170), 186–190. 14
- Hotelling, H. (1933), Analysis of a complex of statistical variables into principal components, *Journal of Educational Psychology*, *24*, 417–520. 15
- Hotelling, H. (1935), The most predictable criterion, *Journal of Educational Psychology*, *26*, 139–142. 15
- Hurrell, J. W., Y. Kushnir, G. Ottersen, und M. Visbeck (2003), An overview of the North Atlantic oscillation, *The North Atlantic Oscillation, Climate Significance and Environmental Impact*, pp. 1–35. 64
- Jain, S., U. Lall, und M. E. Mann (1999), Seasonality and Interannual Variations of Northern Hemisphere Temperature: Equator-to-Pole Gradient and Ocean–Land Contrast, *Journal of Climate*, *12*(4), 1086–1100, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1086:SAIVON>2.0.CO;2. 24
- Jones, P., M. New, D. Parker, S. Martin, und I. Rigor (1999), Surface air temperature and its changes over the past 150 years, *Reviews of Geophysics*, *37*(2), 173, doi:10.1029/1999RG900002. 4
- Jungclaus, J. H., N. Keenlyside, M. Botzet, H. Haak, J.-J. Luo, M. Latif, J. Marotzke, U. Mikolajewicz, und E. Roeckner (2006), Ocean Circulation and Tropical Variability in the Coupled Model ECHAM5/MPI-OM, *Journal of Climate*, *19*(16), 3952–3972, doi: 10.1175/JCLI3827.1. 10

- Kiehl, J. T., und K. E. Trenberth (1997), Earth's Annual Global Mean Energy Budget, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(2), 197–208, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<0197:EAGMEB>2.0.CO;2. 5, 91
- Lee, S., und H.-k. Kim (2003), The Dynamical Relationship between Subtropical and Eddy-Driven Jets, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60(12), 1490–1503, doi:10.1175/1520-0469(2003)060<1490:TDRBSA>2.0.CO;2. 37
- Lemke, P., J. Ren, R. Alley, I. Allison, J. Carrasco, G. Flato, Y. Fujii, G. Kaser, P. Mote, R. H. Thomas, und T. Zhang (2007), *Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 338–383, [Solomon, S. Qin, D. Manning, M. Chen, Z. Marquis, M. Averyt, K.B. Tignor, M. Miller, H.L.], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. pp. 236–336. 1, 2, 49
- Lorenz, E. N. (1955), Available Potential Energy and the Maintenance of the General Circulation, *Tellus*, 7(2), 157–167, doi:10.1111/j.2153-3490.1955.tb01148.x. 3
- Lorenz, E. N. (1956), Empirical Orthogonal Functions and Statistical Weather Prediction, *Technical report, Statistical Forecast Project Report 1, Department of Meteorology, MIT: 49*, p. 52. 15
- Lu, J., G. A. Vecchi, und T. Reichler (2007), Expansion of the Hadley cell under global warming, *Geophysical Research Letters*, 34(6), 5, doi:10.1029/2006GL028443. 39, 62
- Meehl, G., T. Stocker, W. Collins, P. Friedlingstein, A. Gaye, J. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J. Murphy, A. Noda, S. Raper, I. Watterson, A. Weaver, und Z.-C. Zhao (2007), *Global Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 748–845 pp., [Solomon, S. Qin, D. Manning, M. Chen, Z. Marquis, M. Averyt, K.B. Tignor, M. Miller, H.L.], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. pp. 236–336. 6, 49, 51, 52, 54
- Mitchell, J., und T. Hills (1986), Sea-ice and the antarctic winter circulation: A numerical experiment, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112(474), 953–969, doi:10.1256/smsqj.47403. 2
- Mitchell, J. F. B., und C. A. Senior (1989), The antarctic winter; simulations with climatological and reduced sea-ice extents, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 115(486), 225–246, doi:10.1002/qj.49711548602. 2
- Murray, R. J., und I. Simmonds (1995), Responses of climate and cyclones to reductions in Arctic winter sea ice, *Journal of Geophysical Research*, 100(C3), 4791–4806, doi:10.1029/94JC02206. 1, 2, 23, 73, 78
- Nakicenovic, N., J. Alcamo, G. Davis, B. de Vries, J. Fenhann, S. Gaffin, K. Gregory, A. Grubler, T. Jung, und T. Kram (2000), *Special report on emissions scenarios: a special report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 599 pp., Cambridge University Press, New York, NY (US). 6, 10

- Newson, R. L. (1973), Response of a General Circulation Model of the Atmosphere to Removal of the Arctic Ice-cap, *Nature*, 241 (5384), 39–40, doi:10.1038/241039b0. 1, 2, 21, 23, 71, 73
- North, G., T. Bell, R. Cahalan, und F. Moeng (1982), Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions, *Monthly Weather Review*, 110(7), 699–706. 42, 44, 64, 65, 83, 87, 89
- Obukhov, A. (1947), Statistically homogeneous fields on a sphere, *Uspehi Matematicheskikh Nauk*, 2, 196–198. 15
- Pearson, K. (1902), On lines and planes of closest fit to systems of points in space, *Philosophical Magazine*, 2, 559–572. 15
- Peixoto, J., und A. Oort (1992), *Physics of climate*, 520 pp., AIP press. 2, 24
- Previdi, M., und B. G. Liepert (2007), Annular modes and Hadley cell expansion under global warming, *Geophysical Research Letters*, 34(22), 5, doi:10.1029/2007GL031243. 39
- Raymo, M., D. Rind, und W. Ruddiman (1990), Climatic effects of reduced Arctic sea ice limits in the GISS II general circulation model, *Paleoceanography*, 5(3), 367–382. 2, 77
- Reichler, T. (2009), *Changes in the Atmospheric Circulation as Indicator of Climate Change*, chap. 7, pp. 145–164, 1 ed., Elsevier B.V., In: Climate Change: Observed impacts on Planet Earth, Letcher, T. M., doi:10.1016/B978-0-444-53301-2.00007-5. 3, 39, 62
- Roe, J., und W. Jaspersion (1981), A Temperature Lapse Rate Definition of the Tropopause Based on Ozone, *WMO*. 30
- Roeckner, E., G. Baeuml, L. Bonventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornblueh, E. Manzini, A. Rhodin, und A. Tompkins (2003), *The atmospheric general circulation model ECHAM5. PART I: Model description*, Report 349, 140 pp., Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany. 9
- Roeckner, E., G. P. Brasseur, M. Giorgetta, D. Jacob, J. H. Jungclaus, C. Reick, und J. Sillman (2006), *Climate Projections for the 21st Century*, 32 pp., Max Planck Institute for Meteorology Internal Report. 10
- Rogers, J., und M. McHugh (2002), On the separability of the North Atlantic oscillation and Arctic oscillation, *Climate Dynamics*, 19(7), 599–608, doi:10.1007/s00382-002-0247-7. 41, 67
- Royer, J. F., S. Planton, und M. Déqué (1990), A sensitivity experiment for the removal of Arctic sea ice with the French spectral general circulation model, *Climate Dynamics*, 5(1), 1–17, doi:10.1007/BF00195850. 1, 2, 21, 23, 27, 35, 38, 40, 71, 72, 73, 77
- Simmonds, I. (1981), The effect of sea ice on a general circulation model of the Southern Hemisphere, in *Sea Level, Ice and Climate Change Proceedings of the IUGG Canberra Symposium*, pp. 193–206. 2

- Soden, B. J., und I. M. Held (2006), An Assessment of Climate Feedbacks in Coupled Ocean–Atmosphere Models, *Journal of Climate*, 19(14), 3354–3360, doi:10.1175/JCLI3799.1. 55
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, R. Alley, T. Berntsen, N. Bindoff, Z. Chen, A. Chidthaisong, J. Gregory, G. Hegerl, M. Heimann, B. Hewitson, B. J. Hoskins, F. Joos, J. Jouzel, V. Kattsov, U. Lohmann, T. Matsuno, M. Molina, N. Nicholls, G. Raga, V. Ramaswamy, J. Ren, M. Rusticucci, R. Somerville, T. Stocker, P. Whetton, R. Wood, und D. Wratt (2007), *Technical Summary. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 20–91 pp., [Solomon, S. Qin, D. Manning, M. Chen, Z. Marquis, M. Averyt, K.B. Tignor, M. Miller, H.L.], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. pp. 236–336. 6
- Stone, P., und D. Miller (1980), Empirical Relations Between Seasonal Changes in Meridional Temperature Gradients and Meridional Fluxes of Heat, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(8), 1708–1721. 25
- Student, B. (1908), THE PROBABLE ERROR OF A MEAN, *Biometrika*, 6(1), 25, doi:10.1093/biomet/6.1.1. 14
- Taylor, F. (2005), *Elementary climate physics*, 212 pp., Oxford University Press. 4
- Thompson, D. W. J., und J. M. Wallace (1998), The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophysical Research Letters*, 25(9), 1297–1300, doi:10.1029/98GL00950. 41
- Thompson, D. W. J., und J. M. Wallace (2000), Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability*, *Journal of Climate*, 13(5), 1000–1016, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2. 41
- Tietsche, S., D. Notz, J. H. Jungclaus, und J. Marotzke (2011), Recovery mechanisms of Arctic summer sea ice, *Geophysical Research Letters*, 38(2), 4, doi:10.1029/2010GL045698. 76, 77
- Trenberth, K. E., P. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J. Renwick, M. Rusticucci, B. J. Soden, und P. Zhai (2007), *Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 236–336 pp., [Solomon, S. Qin, D. Manning, M. Chen, Z. Marquis, M. Averyt, K.B. Tignor, M. Miller, H.L.], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. pp. 236–336. 6, 64
- Trenberth, K. E., J. T. Fasullo, und J. T. Kiehl (2009), Earth’s Global Energy Budget, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3), 311, doi:10.1175/2008BAMS2634. 1. 5, 85
- von Storch, H., und F. W. Zwiers (1999), *Statistical Analysis in Climate Research*, 484 pp., Cambridge University Press. 13, 14, 15, 79, 81

- Walker, G. (1947), Arctic conditions and world weather, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 73(317-318), 226–256, doi:10.1002/qj.49707331703. 2
- Wallace, J. M., und D. S. Gutzler (1981), Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter, *Monthly Weather Review*, 109(4), 784–812, doi: 10.1175/1520-0493(1981)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2. 44
- Wallace, J. M., und D. W. J. Thompson (2002), The Pacific Center of Action of the Northern Hemisphere Annular Mode: Real or Artifact?, *Journal of Climate*, 15(14), 1987–1991, doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<1987:TPCOAO>2.0.CO;2. 41, 44
- Warshaw, M., und R. Rapp (1973), An Experiment on the Sensitivity of a Global Circulation Model., *Journal of Applied Meteorology*, 12, 43–49. 1, 2, 23, 38, 73
- Wiese, W. (1924), Polareis und atmosphärische Schwankungen, *Geografiska Annaler*, 6, 273–299. 2

Erklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Ich versichere, dass diese Arbeit noch nicht zur Erlangung eines Diplomgrades an anderer Stelle vorgelegen hat.

Kiel, 16.05.2011

(Jan Harlaß)